

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Diana Konrádová

Upřesnění polohy ohniska západočeského zemětřesného roje v roce 1962

Relocation of the 1962 earthquake swarm in West Bohemia

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Prof. RNDr. Tomáš Fischer, PhD.

Praha 2019

Pod'akovanie:

Rada by som sa pod'akovala môjmu školiteľovi Prof. RNDr. Tomášovi Fischerovi, PhD. za vedenie práce, konzultácie a cenné rady pri písaní mojej bakalárskej práce.

Prehlásenie:

Prehlasujem, že som bakalársku prácu vypracovala samostatne, že som riadne citovala všetky použité pramene a literatúru a že práca nebola využitá v rámci iného vysokoškolského štúdia či k získaniu iného alebo rovnakého titulu.

V Prahe, dňa 22.08. 2019

.....

Podpis

Abstrakt

Súčasná aktivita seizmických rojov v Západných Čechách sa odohráva predovšetkým v oblasti obce Nový Kostel na východnom okraji Chebskej panve. To platí od roja na prelome rokov 1985/86. Poloha predošlých aktivít, kedy boli v prevádzke len vzdialenejšie seizmické stanice, avšak nie je presne známa. To sa taktiež týka roju z roku 1962, ktorým sa táto bakalárska práca zaoberá a ku ktorému sú dostupné seizmické dáta z ôsmich staníc vo vhodnej vzdialenosti pre postačujúcu kvalitu lokalizácie. Teoretická časť práce predstavuje výsledky rešerše základných existujúcich metód lokalizácie a ich vlastností. V praktickej časti je mriežkovým prehľadávaním určené ohnisko zemetrasného roju 1962.

Abstract

Since the swarm at the turn of 1985/86 the current activity of seismic swarms in western Bohemia takes place mainly in the area of Nový Kostel at the eastern edge of the Cheb basin. However, the location of previous activities, where only more remote seismic stations were in operation, is not exactly known. This also applies to the swarm of 1962, which this bachelor thesis is focused on. Seismic bulletin data are available from eight seismic stations at a suitable distance for sufficient localization quality for this swarm. The theoretical part of the thesis presents research results of fundamental existing localization methods and their properties. In the practical part, the location of the earthquake epicenter of swarm 1962 is presented.

Kľúčové slová: zemetrasné roje, lokalizácia, Západné Čechy, aplikovaná seizmológia, 1962

Keywords: earthquake swarms, localization, West Bohemia, applied seismology, 1962

Obsah

1.	Úvod	1
2.	Geológia a geodynamika	2
3.	Zemetrasenie a jeho parametre	5
4.	Zemetrasné roje	8
4.1	Historické roje	8
4.2	Roje inštrumentálne zaznamenané	9
5.	Lokalizácia zemetrasení	11
5.1	Lokalizácia z jednej stanice	12
5.2	Grafické metódy lokalizácie	14
5.2.1.	Manuálna lokalizácia kružnicovou metódou	14
5.2.2.	Wadatiho diagram	15
5.2.3.	Hyperbolická metóda	16
5.3	Početné metódy lokalizácie	16
5.3.1	Grid search	17
5.3.2	Geigrova metóda	18
5.4	Relatívne metódy	19
5.4.1	Master-event	19
5.4.2	Double-difference	19
5.5	Chyby lokalizácie	20
6.	Spracovanie dát a metodológia	22
7.	Výsledky	24
8.	Diskusia a záver	32
	Zoznam použitých zdrojov	33
	Zoznam použitých obrázkov	36

1. Úvod

Západné Čechy sú z geologického hľadiska územie nachádzajúce sa v oblasti saxothuringika, ktoré zasahuje do západnej časti Českého masívu a čiastočne do Nemecka, oblasti zvanej Vogtland. Táto oblasť je známa svojou seizmickou aktivitou a opakovaným výskytom seizmických rojov. Keďže je daná oblasť známa aj svojím kvartérnym vulkanizmom, seizmicita je spojená s jeho dozvukom, spolu s výronmi CO₂ pochádzajúceho z plášťa.

Seizmické roje sa tu vyskytujú opakovane a v poslednej dobe je najaktívnejšia oblasť Nového Kostela, kde sú od roku 1985/86 podrobne zaznamenávané a bolo započaté moderné seizmické monitorovanie. Posledný predchádzajúci silnejší roj sa odohral v roku 1962 a jeho presná poloha je pomerne neistá.

O tomto roji vyšli doposiaľ dva články: Kárník (1963) a Rudajev . Rudajev a Buben menili polohu mobilnej stanice a hľadali miesto s najmenším časovým rozdielom S-P. Ani v jednom z nich nie je roj detailne zlokalizovaný, keďže v danom roku nemali autori rovnaké možnosti ho zlokalizovať ako v dnešnej dobe. Podľa týchto prác sa nachádzal v oblasti Kraslic, kde však ďalšia podobná aktivita nebola pozorovaná. Všetky silnejšie roje sa od tejto doby nachádzajú v oblasti Nového Kostela.

Na základe tohto faktu bol stanovený primárny zámer tejto práce – upresnenie lokalizácie a zmapovanie tohto roju. V teoretickej časti je uskutočnená rešerš prác o seizmicite študovanej oblasti – popísané sú historické roje a roje inštrumentálne zaznamenané. Ďalej budú popísané metódy lokalizácie zemetrasení.

V praktickej časti potom bude z vyhladaných metód zvolená jedna, na ktorej základe bude určené približné ohnisko sledovaného roju. Vychádzať budem z dát z ôsmich seizmických staníc na území ČR a Nemecka. Sú evidované v šiestich bulletinoch a následne bude dáta potrebné upraviť, aby bolo možné s nimi pracovať v programovacom jazyku MATLAB.

2. Geológia a geodynamika

Záujmová oblasť sa nachádza v oblasti saxothuringika, západnej časti Českého masívu. Z Nemecka sem zasahuje len svojou juhovýchodnou časťou. Saxothuringikum sa tu stretáva s ďalšími dvoma jednotkami bohemika a moldanubika. Typické sú metamorfované horniny a granitoidné plutony.

Proterozoikum

Najstaršie proterozoické horniny sa nachádzajú v krušnohorskom krystaliniku a presnejšie patria krušnohorskému antiklinoriu. Jeho stavba má klenbovitý charakter so silno metamorfovanými horninami, ktoré boli výrazne zvrásnené a spadajú medzi horniny rulového rázu.

Paleozoikum

Kambrium v danej oblasti je sporné, ale ordovik sa vyskytuje celkom hojne. Rozdeľuje sa do niekoľkých skupín, pričom najstaršia je frauenbašská. Je tvorená chloriticko-sericitickými fylitami, siliciklastikou bohatou na kremeň a je tu typický frauenbašský kvarcit. (Cháb 2008) Fykodová skupina je typická svojimi tmavými bridlicami s vložkami kvarcitu. Skupina, ktorá predstavuje väčšinu ordoviku na danom území a je najmladšia, sa nazýva gräfenthalská. Je tvorená tmavými, niekde až grafitickými fylitami, vo vyšších sledoch sa vyskytujú sericitické kvarcity (Chlupáč 2011).

Silur je v saxothuringiku dobre preukázaný hlavne na nemeckej strane. Pozostáva z graptolitových bridlíc a na nich sú uložené tentakulitové hlíznaté vápence. Avšak na českom území sa silur nepovažuje za preukázaný. Vedú sa dohady o grafityckých fylitoch, ktoré by mohli pochádzať práve z obdobia siluru (Chlupáč 2011).

Od stredného devonu začínajú po celej Európe varijské horotvorné procesy. Trvajú až do spodného permu a nazývajú sa varijské vrásnenie. To začalo v oblasti saxothuringika až na konci spodného karbonu a trvalo do permu. Počas toho do synklinálnych a antiklinálnych štruktúr intrudovali varijské granitoidy, ktoré spôsobili kontaktnú metamorfózu okolitých hornín. Tvorila ich karlovarský pluton, ktorý je rozdelený oherským riftom, alebo smrčinský pluton (Chlupáč 2011).

Terciér

V tomto období sa tvorí Chebská panva na mieste kríženia chebsko-domažlickej priekopy a oherského riftu. Z východu je ohraničená mariánskolázeňským zlomom. Panva je

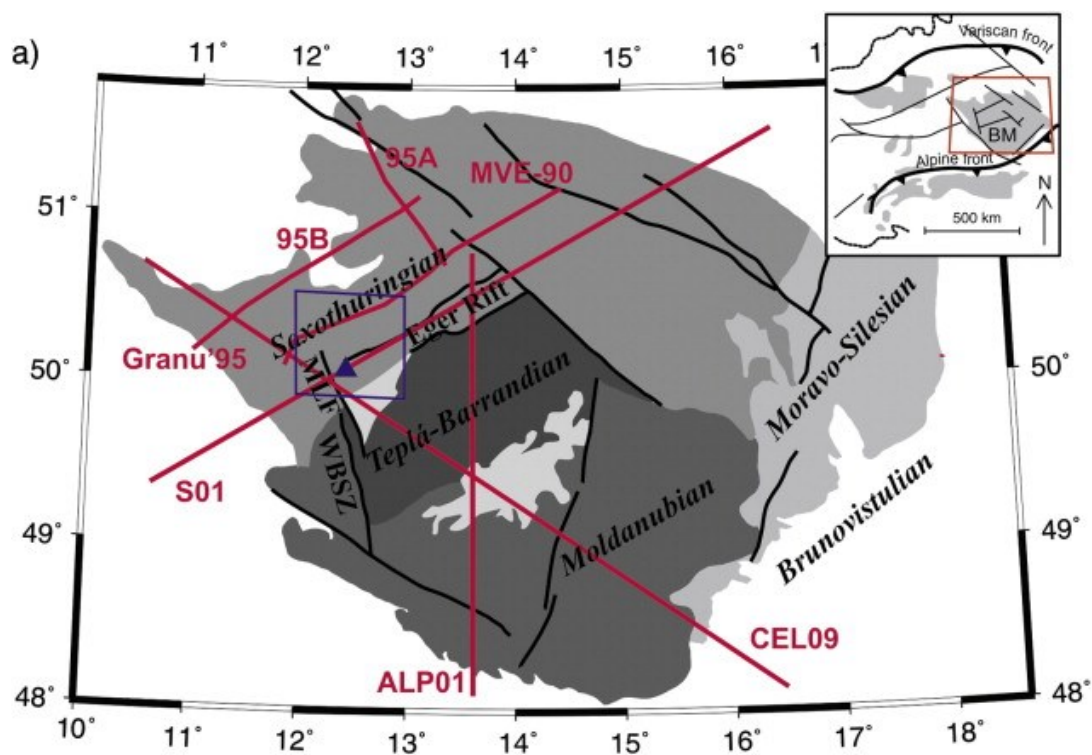
vyplnená jílmi, pieskami, štrkami a na určitých miestach sa vyvinuli uholné sloje. V tomto období sa taktiež sformovala Sokolovská panva. Jej výplň tvoria piesky, jíly a pieskovce, ktoré sú prekremenené a prechádzajú až do kremencov. Podobne ako v Chebskej panve, sú tu typické uholné sloje, ktorých nadložie sa označuje cyprisové súvrstvie, tvorené jazernými uloženinami.

Vulkanizmus

Dôležitú úlohu v danej oblasti zastáva vulkanizmus. Ten sa kumuloval v oblasti oherského riftu. Hlavné centrá sú Doupovské hory, ktoré sú najväčším stratovulkánom na území Česka a České středohoří. (Chlupáč 2011) Až do obdobia holocénu bol aktívny kvartérny vulkanizmus. Dôkazom toho sú vulkány Železná hůrka a Komorní hůrka, nachádzajúce sa len niekoľko kilometrov od epicentrálnej oblasti Nový Kostel (Fischer a Horálek 2003) a nedávno objavený maar Mýtina (Mrlina et al. 2009).

Tektonická aktivita

Oblasťou prechádza niekoľko zlomových štruktúr. Jednou z nich je približne 300 km dlhý oherský rift v smere VSV-ZJZ. Ďalej Regensburg-Leipzig-Rostock, zlomová zóna orientovaná S-J smerom. Je dlhá 700 km a široká 40 km. Nachádzajú sa tu dominantné zlomové poruchy toho istého smeru a jej stredná časť pozostáva zo sub-paralelných zlomov (Fischer et al. 2014). Ďalšou štruktúrou je mariánskolázeňský zlom, ktorý prechádza seizmicky aktívnou oblasťou v okolí Nového Kostela (NK) a pretína oherský rift. Je dlhý 100 km a má orientáciu v smere SSZ-JJV. NK prechádza aj zlomová štruktúra Počátky-Plesná (PPL), je orientovaná S-J. Smer PPL je totožný s hlavnou líniou zemetrasení a pretína ho mariánskolázeňský zlom, ktorý bol považovaný za tektonickú štruktúru spojenú s epicentrálnou oblasťou NK. Avšak po relokizácii hypocentier pozdĺž PPL sa ukázalo, že mariánskolázeňský zlom je seizmicky neaktívny (Bankwitz et al. 2003). Hlavné zlomové štruktúry sú zobrazené na Obrázok 1.



Obrázok 1: Zjednodušený náčrt tektonických jednotiek Českého masívu (ČM) (upravené podľa Babuška a Plomerová 2013) s hlavnými seizmickými líniami (červené čiary) v oblasti západných Čiech/Vogtland (Fischer et al. 2014).

3. Zemetrasenie a jeho parametre

Zemetrasenia vznikajú pri pohybe horninových blokov na zlome. Sú štyri druhy pohybov a to pokles, prešmyk a pravostranný alebo ľavostranný horizontálny posun. Keď sa bloky hornín, ktoré sa vzájomne na zlome pohybujú, zakliesnia, tak v danom mieste dochádza k nakumulovaniu napätia. Pri prekročení medze pevnosti dôjde k nevratnému pohybu blokov, ktoré sa porušia a uvoľní sa nahromadené napätie. Z porušenej oblasti sa následne vyžarujú seizmické vlny.

Magnitudo

Základnou veličinou pre popis veľkosti zemetrasenia je magnitudo. Koncept magnituda ako prvý predstavil Charles Richter v roku 1935. Stanovil ho na základe merania najväčšej amplitúdy A s použitím Wood-Andersonovho seizmografu (Shearer 2009).

Richterova definícia magnituda ako kvantitatívna miera veľkosti zemetrasenia znie: „*Veľkosť magnituda akéhokoľvek otrasu je daná ako logaritmus maximálnej amplitúdy, vyjadrená v mikrometroch s použitím štandardného krátko-periodického torzného seizmometru; ...otras by zaznamenal vo vzdialenosti 100 km od epicentra.*“¹ (Richter 1935 podľa Bormann et al. 2009)).

Základná rovnica má tvar:

$$M_L = \log_{10}A(X) - \log_{10}A_0(X) \quad (1)$$

A_0 je amplitúda referenčnej udalosti a X je epicentrálna vzdialenosť. Richter zostavil tabuľku hodnôt $\log_{10}A_0$ pre rôzne rozsahy a z týchto hodnôt bola odvodená empirická rovnica:

$$M_L = \log_{10}A + 2,56\log_{10}X - 1,67 \quad (2)$$

A je amplitúda posunu v mikrometroch a X vzdialenosť v kilometroch. Táto rovnica platí pre hodnoty $10 < X < 600$ km (Shearer 2009). Aj keď všetky ďalšie stupnice magnituda vychádzajú zo základov lokálneho magnituda, jeho nevýhodou je, že bolo stanovené len pre oblasť južnej Kalifornie. Preto bolo v priebehu rokov modifikované, pre možné využitie aj v iných oblastiach.

¹ Originálny text: "The magnitude of any shock is taken as the logarithm of the maximum trace amplitude, expressed in microns, with which the standard short-period torsion seismometer ... would register that shock at an epicentral distance of 100 km".

Obecná rovnica, používaná globálne, na výpočet veľkosti magnituda, *body-wave magnitude*, je definovaná ako:

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{max} + \sigma(\Delta, h) + C_r + C_s \quad (3)$$

A predstavuje amplitúdu posunu, T je perióda, Δ je epicentrálna vzdialenosť v stupňoch, h je hĺbka, C_r predstavuje (na to sa musím opýtať) a C_s je staničná korekcia. (Bormann et al. 2009). Ďalšou globálne používanou stupnicou je *surface wave magnitude*. Určuje sa z Rayleighových vĺn a definuje sa ako (Shearer 2009):

$$M_S = \log_{10}\left(\frac{A}{T}\right) + 1,66\log_{10}\Delta + 3,3 \quad (4)$$

Intenzita

Veľkosť a sila zemetrasenia sa popisuje taktiež intenzitou. Je založené na makroseizmickom pozorovaní ľudí, ktorí pocítili dané zemetrasenie a na tom, aký ničivý účinok malo na budovy a iné stavby. K vyjadreniu intenzity sa najčastejšie používa modifikovaná Mercalliho stupnica. Jej hodnoty sú v rozmedzí od I do XII, pričom I znamená, že zemetrasenie je citeľné len pre veľmi malý počet ľudí a zemetrasenie s intenzitou XII spôsobuje obrovské škody na budovách a celkovo v krajine (Shearer 2009).

Intenzita je dôležitý parameter pre vyhodnocovanie historických zemetrasení, ktoré nebolo možné zaznamenávať modernými prístrojmi a určovať veľkosť magnituda. Po získaní dostatočného množstva informácií od ľudí a rôznych archívnych dokumentov sa následne vytvorí farebná mapa, ktorej farby odpovedajú rôznej intenzite. Vďaka tomu je možné približne zlokalizovať zemetrasenie a určiť jeho približnú magnitudo (Shearer 2009).

V dnešnej dobe, pre rýchle odhadnutie intenzity slúžia rôzne dotazníky, ktoré sú dostupné na internete. V Českej republike je možné vyplniť makroseizmický dotazník na internetových stránkach Geofyzikálneho ústavu Akadémie vied ČR.

Seizmický moment

Na meranie veľkosti zemetrasenia slúži okrem magnituda aj seizmický moment. Pri jeho určovaní je potrebné sa zamerať na oblasť zlomovej poruchy. Vzorec na jeho výpočet má tvar:

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (5)$$

μ je šmykový modul média, \bar{D} je priemerný a konečný posun na zlome a A je povrch zlomovej plochy (Walter et al. 2006). Seizmický moment nie je energia a preto sa meria v jednotkách Nm. Ako prvý ho zmeral Aki pre zemetrasenie v Niigate v roku 1964 (Aki a Richards 2009). Na základe seizmického momentu zemetrasení Kanamori predstavil momentové magnitudo M_w , ktoré je odvodené z fyzikálnej charakteristiky zdroja. Vzorec pre výpočet M_w má tvar (Aki a Richards 2009):

$$\log M_0 = 1,5M_w + 16,1 \quad (6)$$

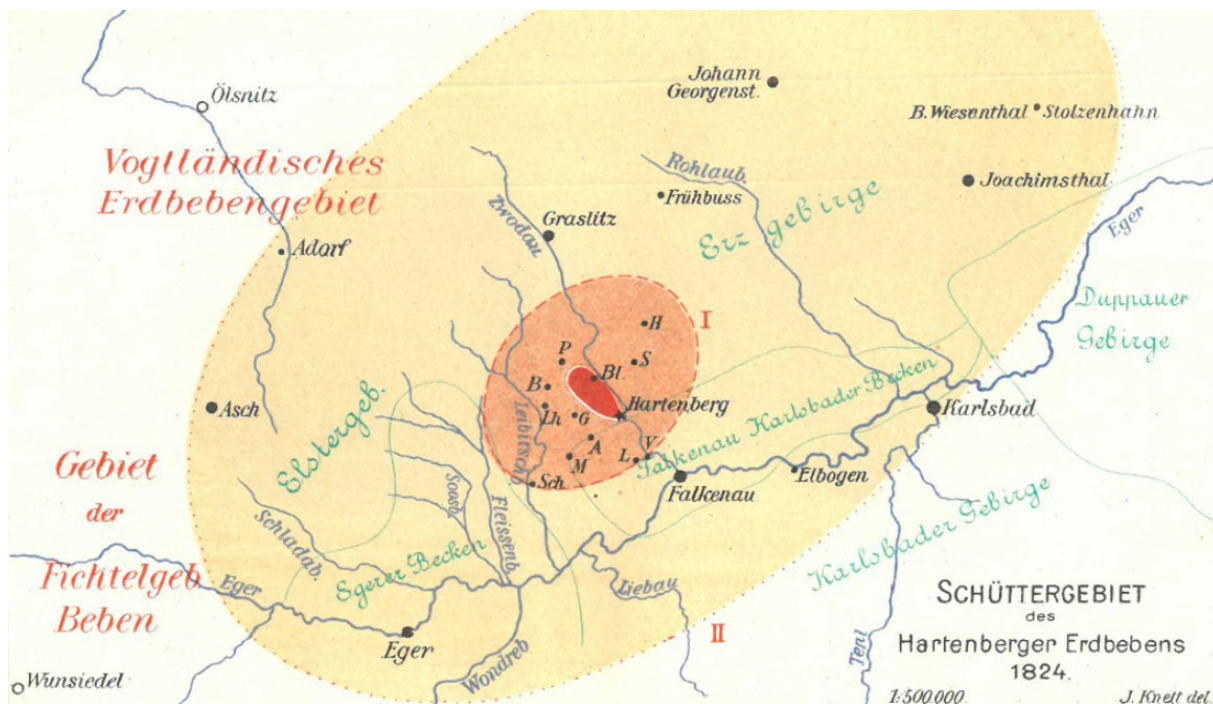
4. Zemetrasné roje

Séria zemetrasení, ktorých hlavný otras je nerozoznatelný v dôsledku podobných hodnôt magnituda tých najsilnejších javov, sa označuje ako zemetrasný roj. Trvajú niekoľkých hodín až mesiacov a počet zaznamenaných zemetrasení môže byť až niekoľko tisíc. Zoskupujú sa do určitej oblasti a ich ohniská sa nachádzajú v malých hĺbkach. V západných Čechách to činí 6 až 25km. Hodnoty magnituda zriedka prekročia hodnotu $M_L=4$. Menšie roje, ktorých hodnota neprekročí $M_L=2$ sa nazývajú mikroroje (Fischer a Horálek 2003).

Výskyt rojov je typický v oblastiach s vulkanickou činnosťou, oceánskych chrbtov, alebo sú často tektonického pôvodu. V západných Čechách a oblasti Vogtland sú roje vnútrodeskové a pravdepodobne spojené s kvartérnym vulkanizmom.

4.1 Historické roje

Zmienky o seizmických javoch, ktoré mali rojový charakter, boli už v roku 1198 (Novotný 1996). Jeden z najstarších detailne popísaných rojov sa odohral v roku 1824 (Obrázok 2) Popisuje sériu zemetrasení v priebehu piatich týždňov s hypocentrom južne od obce Kraslice (Knett 1899). V porovnaní s Obrázkom 3 to je podstatne neskôr, keďže ten ukazuje zemetrasenia, ale nie rojového charakteru, zaznamenané už od roku 800. Zaznamenávanie zemetrasení v 19. storočí bolo založené na makroseizmických pozorovaniach. Nebolo možné určiť magnitudo, keďže to definoval Richter až v roku 1935 a dnes je známe ako lokálne magnitudo M_L . Napriek tomu, tieto makroskopické pozorovania viedli k základnému poznatku, že jednou z vlastností seizmických rojov je, že nemajú dominantný otras (Neunhöfer a Hemmann 2005).



Obrázok 2: Zobrazenie hypocentra zemetrasného roju z roku 1824 v oblasti západných Čiech/Vogtland (Knett 1899).

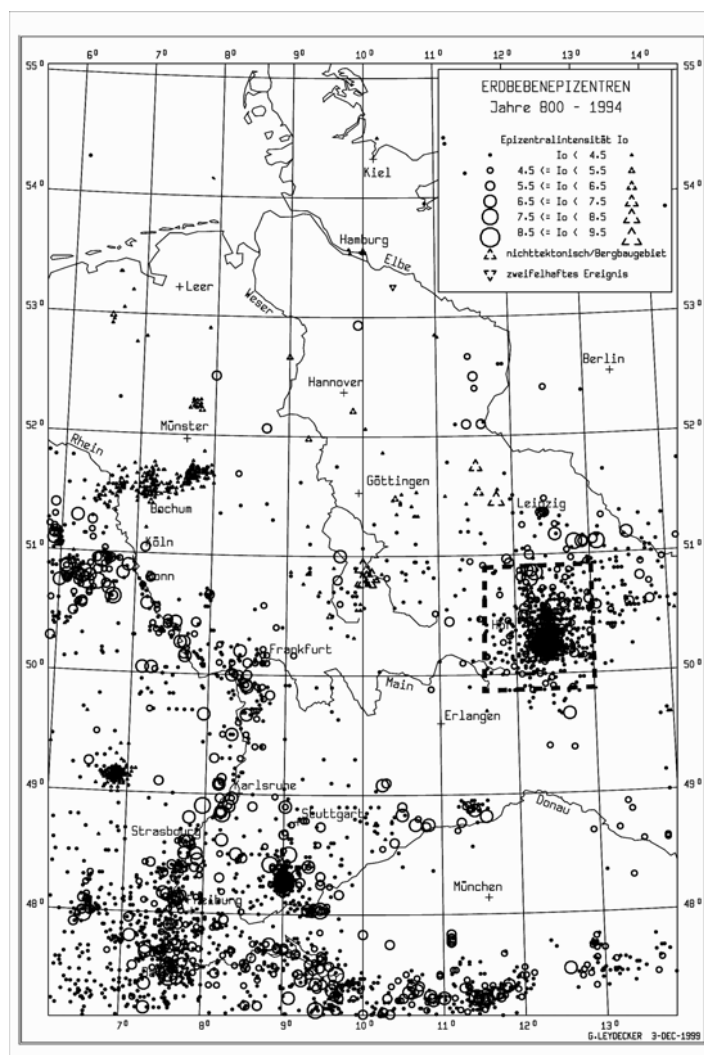
Prvým človekom, ktorý použil slovné spojenie *Erdbebenschwärme*, zemetrasný roj, bol Credner (1900). V priebehu rokov ľudia zaznamenali niekoľko zemetrasných rojov, napríklad v roku 1897, 1900, 1903, 1908, ale až v 1908 bol seizmografom zaznamenaný prvý roj s dostatočnou kvalitou nameraných informácií (Fischer et al. 2014). Bol to najsilnejší roj s $M_{Lmax}=4,42$ až do roku 1985 (Neunhöfer a Hemmann 2005).

4.2 Roje inštrumentálne zaznamenané

Inštrumentálne sa začali roje zaznamenávať od roku 1903, keď boli zriadené seizmické stanice v Lipsku, Moxe a Göttingene (Fischer et al. 2014). Do roku 1962 bolo zaznamenaných približne 200 javov (Neunhöfer 1998). Prelom nastal v auguste 1962, keď bola v oblasti Vogtland nainštalovaná prvá analógová lokálna seizmická stanica (Mittag 2000). Všetky záznamy z tejto oblasti a západných Čiech boli dokumentované v katalógoch ako napríklad VOCATUS. Digitálne záznamy sa začali používať až v roku 1983.

V priebehu rokov sa budovali nové stanice a seizmické siete ako napríklad KRASNET (1986), KTB (1991), WEBNET (1994), OTSN (1997) (Mittag 2000), ktoré dnes podrobne zaznamenávajú rojovú aktivitu a vďaka tomu sa zaznamenávanie výrazne zdokonalilo. Veľkosť magnituda najmenšej detekovateľnej udalosti klesla z 2,5 v roku 1908 na asi -1,5 v súčasnosti (Neunhöfer a Meier 2004).

Roj z decembra 1985 až februára 1986 patrí k tým najväčším. Zaznamenaných bolo viac ako 8000 javov, poškodili sa budovy a boli sprevádzané zvukmi spôsobenými vysokými frekvenciami seizmických vln, ktoré sa dostali k povrchu. Intenzita dosiahla hodnoty $I_{\max}=6,5^{\circ}$ MSK (Schenk et al. 1982) a $M_L=4,6$. Medzi neopomenuteľné seizmické roje patria aj tie z rokov 1994, 1997, 2000, 2008, 2011, 2014, 2017 a 2018 (GFÜ AV ČR 2019).



Obrázok 3: Zaznamenané zemetrasenia v rokoch 800 až 1994 (Leydecker 2011).

5. Lokalizácia zemetrasení

Presná lokalizácia zemetrasení patrí k najdôležitejším úlohám seizmológie. Na správnu lokalizáciu je potrebné, aby bola zadefinovaná poloha hypocentra a čas vzniku t_0 . Hypocentrum je miesto určené zemepisnou dĺžkou, šírkou a hĺbkou pod zemským povrchom (x_0, y_0, z_0). Z neho sa na začiatku javu začne šíriť do okolia seizmická energia (Shearer 2009). Jeho poloha sa dokáže určiť z času príchodu seizmických vĺn, ktoré sú zaznamenávané na rôznych staniciach seizmometrami. Projekcia hypocentra na zemský povrch sa nazýva epicentrum (x, y). K určeniu polohy zdroja je taktiež potrebné poznať časy príchodu t a rýchlosti, akými sa seizmické vlny šíria od miesta hypocentra až k seizmickým staniciam. Z lokácie zdroja je možné vypočítať čas, za ktorý sa konkrétna fáza dostane k stanici pre ľubovoľne zložitý rýchlostný model. V tomto prípade sa čas príchodu vypočíta z parametrizovaného modelu a tento typ problému sa nazýva priama úloha. Avšak lokalizácia polohy zemetrasenia býva považovaná za inverzný problém. K dispozícii sú časy príchodu a rieši čas vzniku a lokalizáciu zdroja na základe dostupných dát (Lay a Wallace 1995).

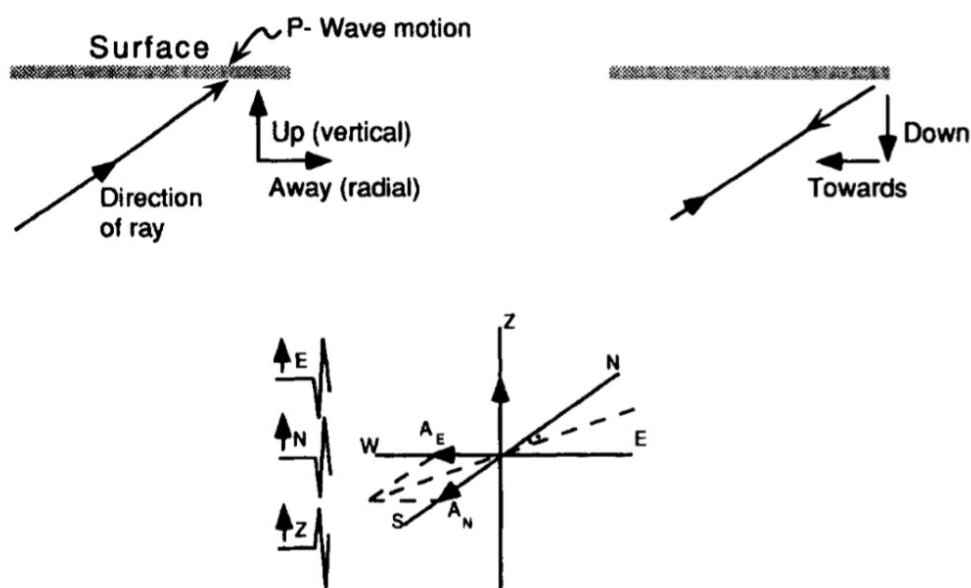
Najjednoduchší spôsob lokalizácie zemetrasenia je ak sa pohybujeme v homogénnom médiu, kde berieme do úvahy jednu konkrétnu a jednotnú rýchlosť v . Spojnice medzi seizmickými stanicami a miestom vzniku zemetrasenia sú rovné čiary. Stanice s polohou (x_i, y_i, z_i) zaznamenávajú seizmické vlny, ktoré vyvolalo zemetrasenie v čase t_0 s polohou (x, y, z) a časom príchodu t_i podľa vzorca:

$$t_i = \frac{\sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2}}{v} + t_0 \quad (7)$$

Predpokladá sa, že stanice sa nachádzajú na povrchu $z_i=0$.

5.1 Lokalizácia z jednej stanice

Táto metóda vyžaduje zaznamenávanie na stanici v troch komponentách. Keďže vektor P vlny je polarizovaný vo zvislej rovine šírenia, tak sa môže rozložiť na vertikálnu a radiálnu zložku pohybu. Vďaka tomu, je možné určiť back-azimut (BAZ). Ak je vertikálny pohyb P vlny smerom nahor, tak jej radiálna komponenta smeruje od miesta epicentra. Naopak platí, že ak vertikálna komponenta P vlny smeruje nadol, tak radiálna komponenta (jej horizontálna komponenta) smeruje k epicentru (Obrázok 4) (Lay a Wallace 1995).



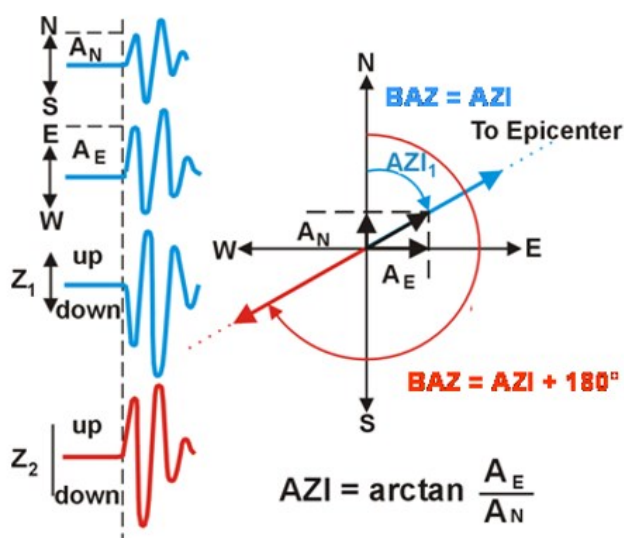
Obrázok 4: Postup určenia azimutu k zdroju zaznamenatej P vlny (Lay a Wallace 1995).

BAZ je uhol, typicky v smere od seizmickej stanice k seizmickému zdroju. Meria sa v smere hodinových ručičiek od severu. Radiálnu zložku P je možné získať zo záznamov dvoch radiálnych komponent seizmometru N-S (sever-juh) a E-W (východ-západ). Azimut (AZI) možno vypočítať z pomeru amplitúd na jednotlivých komponentách prvého príchodu P-fáze, podľa vzorca:

$$AZI = \arctan A_E / A_N \quad (8)$$

Aj keď by sa mohol na určenie BAZ použiť jednoduchý vzťah $BAZ = AZI + 180^\circ$, nie je to jednoznačné a to z dôvodu, že polarita prvého pohybu (seizmometru po zaregistrovaní zemetrasenia) vo vertikálnej komponente môže smerovať dole alebo hore. $BAZ = AZI$ platí v prípade, že prvý pohyb na vertikálnej komponente P-fáze smeruje nadol a príslušný horizontálny pohyb častíc smeruje k epicentru. V opačnom prípade, kedy prvý pohyb v Z smeruje nahor, radiálna komponenta P-fáze smeruje od hypocentra, musíme k správne zisteniu BAZ použiť už spomínaný vzťah $BAZ = AZI + 180^\circ$ (Havskov et al. 2011).

Na lepšiu vizualizáciu problému slúži Obrázok 5. Zistenie BAZ je veľmi praktické, pretože sa tým upresní lokalizácia epicentra.



Obrázok 5: Príklad a znázornenie prvého príchodu P vlny zaznamenaného na troch komponentách, z ktorého je možné určiť azimut a back-azimut (Havskov et al. 2011).

Ďalší postup zahrňuje výpočet vzdialenosti od stanice k seizmickému zdroju. Smer je už známi. Vzdialenosť D je obvykle získaná z rozdielu príchodu P a S fáze. t_p a t_s sú časy príchodu P a S vlny, v_p a v_s sú ich rýchlosti a D je epicentrálna vzdialenosť.

$$t_p = t_0 + D/v_p \quad (9)$$

$$t_s = t_0 + D/v_s \quad (10)$$

Uvažuje sa konštantná rýchlosť a počiatočný čas t_0 . Ten sa z rovníc vylúči a výsledkom je jedna rovnica, slúžiaca na výpočet vzdialenosti D . Avšak tá môže byť použitá len pri výpočte rozdielu doby prechodu medzi P_g a S_g , teda vlnami P a S, ktoré prechádzajú horninovým prostredím nad Mohorovičičovou diskontinuitou.

$$D = (t_s - t_p) \frac{v_p \cdot v_s}{v_p - v_s} \quad (11)$$

Zo zistenej epicentrálnej vzdialenosti D a BAZ sa epicentrum určí zmeraním vzdialenosti pozdĺž BAZ. Je potrebné zmieniť, že metódou lokalizácie z jednej stanice nezískame informáciu o hĺbke seizmickej udalosti.

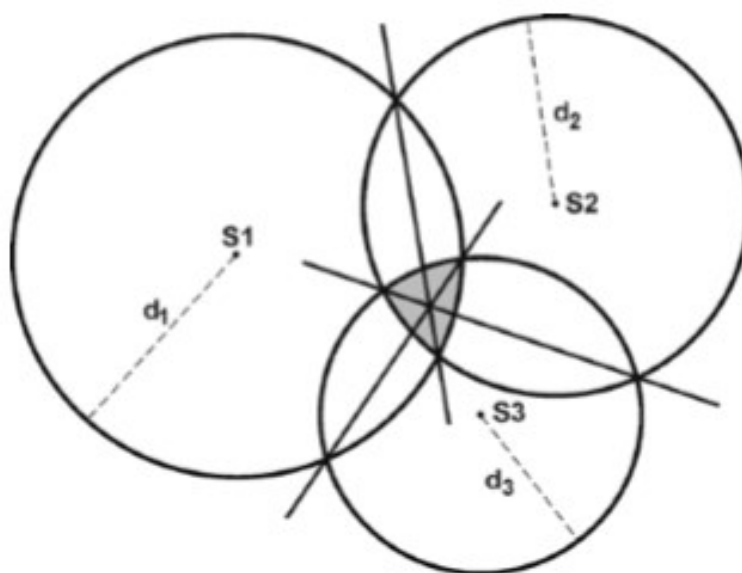
5.2 Grafické metódy lokalizácie

5.2.1. Manuálna lokalizácia kružnicovou metódou

Táto metóda je založená na vykreslení kružníc, ktorých stredy sa nachádzajú v mieste seizmických staníc a polomery predstavujú hypocentrálne vzdialenosti. Tie sa vypočítajú z časov príchodu S a P vln. Na určenie vzdialenosti epicentra by stačila jedna stanica. Po vykreslení kružnice so stredom v stanici by sa epicentrum nachádzalo práve na kružnici, keďže práve na nej je každý bod rovnako vzdialený k stredom, v tomto prípade k seizmickej stanici. Pre určenie epicentra sú potom potrebné dáta minimálne z 3 staníc. Po vykreslení kružníc je najpravdepodobnejšie, že sa nepretnú v jednom bode, ale vo viacerých bodoch. Je to zapríčinené tým, že sa používa rozdiel času prechodu vln $t_s - t_p$ pre hypocentrálnu vzdialenosť d s predpokladom hĺbky $z > 0$ km a táto vzdialenosť je väčšia ako epicentrálna vzdialenosť D . Čas $t_s - t_p$ môže byť určený podľa vzorca:

$$t_s - t_p = (v_p/v_s - 1) * (t_p - t_0) \quad (12)$$

alebo podľa Wadatiho diagramu. V oblasti, kde sa pretnú kružnice sa nachádza epicentrum (šedou farbou vyplnená časť Obrázku 6), ktoré sa môže upresniť tým, že sa zo spoločných bodov dvoch susediacich kružníc spustia rovné čiary, ktoré sa pretnú už len v jednom bode.



Obrázok 6: Znáznornenie lokalizácie pomocou kružnicovej metódy. S1, S2 a S3 sú seizmické stanice a epicentrum sa nachádza v šedej oblasti (Havskov et al. 2011).

5.2.2. Wadatiho diagram

Wadatiho diagram, za predpokladu homogénneho prostredia, slúži k jednoduchému grafickému určeniu času t_0 , ktorý predstavuje čas vzniku (Obrázok 7). V diagrame os y predstavuje rozdiel časov príchodu P a S vln. Na osi x sa nachádza čas príchodu P-vlny. Čas t_0 sa dostane ako priesečník priamky s osu predstavujúcou čas príchodu P-vlny. K zhotoveniu Wadatiho diagramu slúžia základné časové údaje získané zo seizmogramu. Čas príchodu t_p a čas prechodu P-vlny T_p . Pre S-vlny platí to isté s označením t_s a T_p . Z toho vyplývajú dané rovnice:

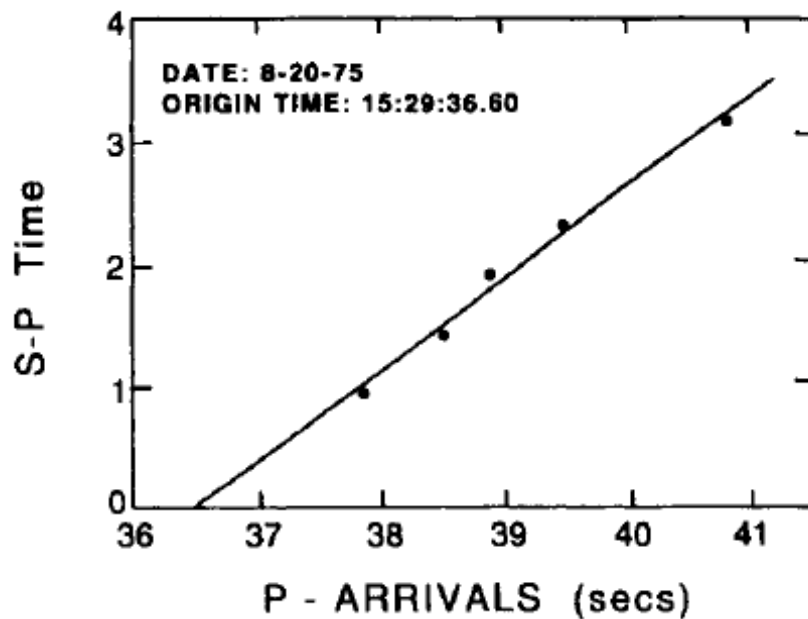
$$t_p - t_0 = T_p \quad (13)$$

$$t_s - t_0 = T_s \quad (14)$$

Rozdiel medzi časom príchodu P-vlny a S-vlny sa označuje ako T_{p-s} . Je to lineárna funkcia t_p a vypočíta sa:

$$T_{p-s} = t_s - t_p = T_s - T_p \quad (15)$$

Namerané hodnoty T_{p-s} sa po vynesení do diagramu aproximujú priamkou. Ak nastane situácia, že pomer rýchlosti šírenia vln v kôre nie je konštantný, tak hodnoty T_{p-s} nevytvoria v diagrame priamku, ale krivku (Wadati a Oki 1933).



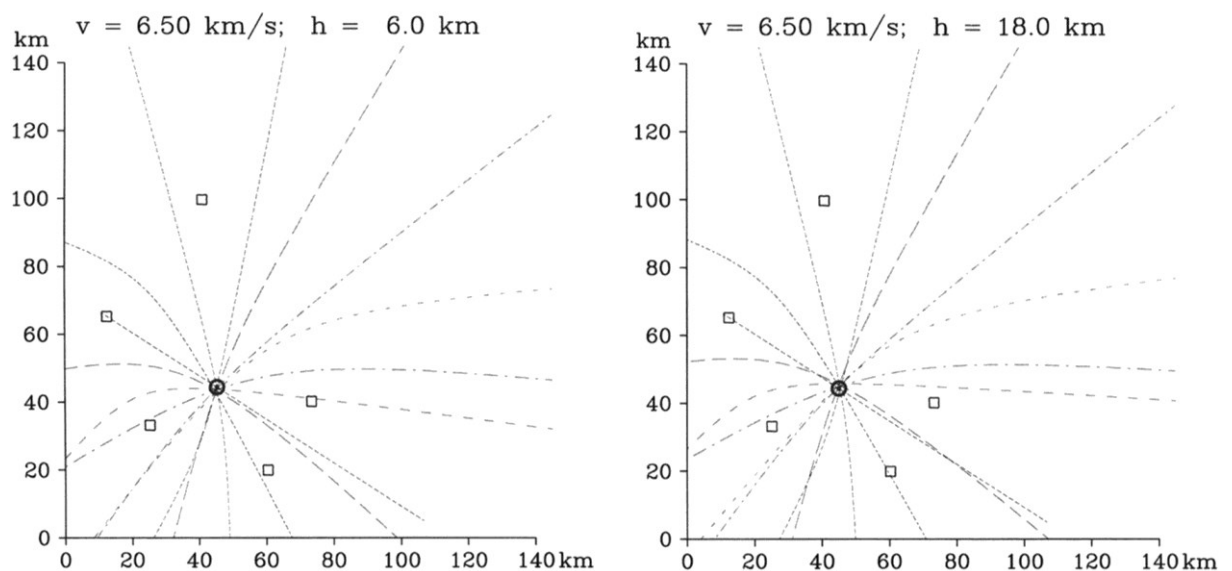
Obrázok 7: Príklad Wadatiho diagramu z ktorého je možné určiť čas t_0 .

5.2.3. Hyperbolická metóda

Druhá grafická metóda používaná k lokalizácii hypocentra je založená na vykreslení hyperbol. Ako prvý ju použil v roku 1915 Mohorovičić a až do zavedenia dnešných počítačových metód bola považovaná za jeden z najpraktickejších spôsobov lokalizácie. Cieľom je vykresliť určitý počet hyperbol, ktoré sa pretnú v jednom bode (Obrázok 8). Konkrétny počet hyperbol M pre N staníc sa určí podľa vzťahu (Pujol 2004):

$$M = 1 + 2 + 3 + \dots + (N - 1) = \sum_{i=1}^{N-1} i = \frac{1}{2} N(N - 1) \quad (16)$$

Miesto kde sa hyperboly pretnú predstavuje epicentrum. K jeho určeniu sa využívajú len páry príchodu P alebo S vĺn (J. Ruff 2001). V tom sa líši od lokalizácie pomocou kružníc a tým, že sú k lokalizácii potrebné len dve stanice. Avšak môže nastať situácia, že sa zmení rýchlosť a hyperboly sa pretnú v bode, ktorý leží mimo epicentra alebo sa v jeho okolí nepretnú vôbec. Preto by nemal byť porušený základný predpoklad, že sú používané vlny rovnakého typu a teda len čelné vlny alebo priame vlny. Dá sa tomu ľahko predísť tak, že sa zo seizmogramu vyberú dve stanice s rovnakým typom vĺn. Ďalší problém nastane v prípade, že vzniknú dva priesečníky a následne touto metódou nedostaneme spoľahlivý výsledok lokalizácie (Pujol 2004).



Obrázok 8: Príklad metódy hyperbol. Keďže sa používa k lokalizácii päť seizmických staníc, tak počet vykreslených hyperbol je desať (Pujol 2004).

5.3 Početné metódy lokalizácie

Hypocentrum a čas vzniku t_0 sú definované štyrmi parametrami, ktoré sa nazývajú model a tvoria vektor $m=(t_0, x_0, y_0, z_0)$. Teoretický čas príchodu na stanicu i sa vypočíta:

$$t_i^{cal} = F_i(m) \quad (17)$$

F je funkcia polohy staníc a modelu Zeme. Rovnako je to nelineárna funkcia parametrov modelu m , s výnimkou času vzniku. V prípade 1-D modelu Zeme je možné $F(m)$ určiť pomocou časov príchodu, ktoré sa získajú zo známych tabuliek prechodu pre konkrétny referenčný rýchlostný model. Problém nelinearity sa týka aj 2-D modelu. Čas prechodu t_i zo stanice s polohou (x_i, y_i) do miesta (x, y) sa vypočíta podľa vzťahu (7). Čas t_i sa lineárne nemení s x ani y a to znamená, že na získanie výsledku nie je možné použiť systém lineárnych rovníc. Preto je nutné použiť iné metódy ako napríklad grid search alebo iteráciu. Ich princípom je minimalizácia sumy rozdielu medzi meranými a teoretickými časmi príchodu a výsledkom je rezíduum i -tej stanice (Shearer 2009).

$$r_i = t_i^{obs} - t_i^{cal} = t_i^{obs} - F_i(m) \quad (18)$$

5.3.1 Grid search

Metódou grid search, inak povedané mriežkovým prehľadávaním, hľadáme v sieti bodov polohu ohniska. To sa bude nachádzať v mieste, kde rozdiel meraných a teoretických časov bude čo najmenší. Na zistenie najmenšieho rozdielu sa používa metóda najmenších štvorcov, zvaná aj norma L2. Minimalizuje sa suma štvorcov rezíduí:

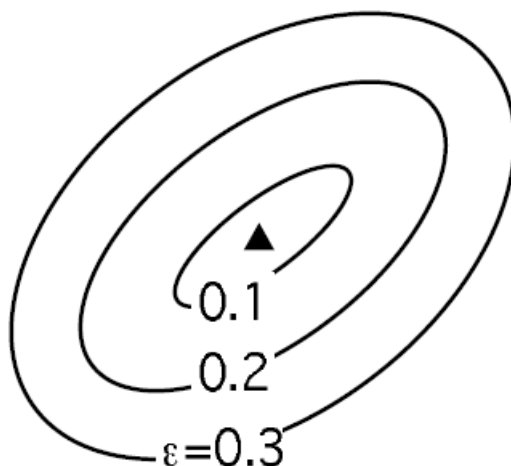
$$e = \sum_{i=1}^n [t_i^{obs} - t_i^{cal}]^2 \quad (19)$$

pričom n je počet staníc. Ďalšou možnosťou je použitie normy L1:

$$e = \sum_{i=1}^n |t_i^{obs} - t_i^{cal}| \quad (20)$$

Touto normou sa hľadá minimum súčtu absolútnych hodnôt rezíduí (Shearer 2009).

Ak zoberieme do úvahy napríklad 2-D model, pričom $e(m)$ je funkciou x , y a čas vzniku je známi, tak lokalizácia je presná v prípade, že e prudko narastá v smere od minima. Ak e narastá v smere od minima len veľmi pomaly tak výsledok lokalizácie je omnoho nepresnejší. Toho si je možné všimnúť na Obrázku 9.



Obrázok 9: Elipsa zobrazujúca hodnoty ϵ rastúce zo stredu, ktorý predstavuje hľadané minimum (Shearer 2009)

Problém môže nastať pri určovaní teoretických časov, ktoré počítame v modeli, ktorý sa nemusí zhodovať so skutočným prostredím. Čím väčší je ich rozdiel, tým sa táto metóda stáva nepresnejšou. Nevýhodou danej metódy je zlé hĺbkové rozlíšenie (Shearer 1997).

5.3.2 Geigrova metóda

Táto metóda patrí k základným spôsobom lokalizácie hypocentra a je založená na linearizácii. Ako prvé sa odhadne jeho poloha a čas vzniku. Predpokladáme, že odhadnuté hypocentrum sa nachádza v dostatočnej blízkosti od reálneho. Rezíduá odhadnutého hypocentra sú lineárnou funkciou korekcií ohniskovej vzdialenosti.

Merané časy príchodu na i -tu stanicu sú vypočítané z rovnice (17) a rezíduá z (18). Predpoklad je, že rezíduá spôsobuje chyba v odhadnutom výsledku a preto ich je potrebné opraviť na nulu. Tieto opravy značíme ako Δx , Δy , Δz , Δt . Ak sú dané opravy dostatočne malé, je možné využiť Taylorov rozvoj prvého rádu. Rezíduá je potom možno vypočítať ako:

$$r_i = \left(\frac{\partial t_i}{\partial x_i}\right) * \Delta x + \left(\frac{\partial t_i}{\partial y_i}\right) * \Delta y + \left(\frac{\partial t_i}{\partial z_i}\right) * \Delta z + \Delta t \quad (22)$$

Maticový zápis má tvar:

$$r = G * X, \quad (23)$$

kde r je vektor rezíduí, G je matica parciálnych derivácií a X je vektor neznámych opráv. (Havskov et al. 2011). Toto predstavuje sústavu lineárnych rovníc so štyrmi neznámymi, ktorými sú opravy ohniska a čas vzniku. Tá sa najlepšie rieši pomocou metódy najmenších štvorcov. Výsledkom z rovnice 12 alebo 13 opravíme pôvodný odhad a následne začne iteračný proces. Ten trvá do doby, kým nezačne výsledok konvergovať. To značí, že odhadovaný výsledok je porovnateľný so skutočnou polohou hypocentra.

5.4 Relatívne metódy

Relatívne metódy lokalizácie dosahujú omnoho väčšej presnosti než absolútne metódy a v porovnaní s nimi majú hypocentrá menší rozptyl. Najpoužívanejšou je metóda master-event (ME) a metóda double-difference (DD). V nasledujúcej kapitole sú popísané ich základné princípy.

5.4.1 Master-event

Jeden hlavný jav, ktorého poloha je známa, sa nazýva master event (ME). Mal by byť určený z väčšieho počtu staníc, a tak aby lúče smerujúce od neznámych javov a master eventu k seizmickej stanici boli približne rovnobežné. Po jeho určení sú jednotlivé javy relokalizované v závislosti na ME.

Princípom metódy je minimalizácia rozdielov medzi meranými a teoretickými rozdielmi časov prechodu fázy ME a lokalizovaného javu. Platí:

$$dr_k^i = (t_k^i - t_k^{ME})^{obs} - (t_k^i - t_k^{ME})^{cal} \quad (24)$$

i je lokalizovaný jav a k je fáza (Bouchaala et al. 2013). Podmienkou je, že vzdialenosť k seizmickým staniciam je oveľa väčšia ako vzdialenosť medzi javmi (Havskov et al. 2011). Keďže lúče smerujúce od javov k stanici musia byť rovnobežné s ME, tak maximálne priestorové rozšírenie klastra, ktorý má byť relokalizovaný, je obmedzené. Avšak problémom môže byť zašumenie ME, ktoré spôsobí chybu šíriacu sa celým klastrom a ovplyvní následnú lokalizáciu všetkých javov.

5.4.2 Double-difference

Základný rozdiel ktorým sa metóda DD líši od metódy ME je, že sa minimalizuje rozdiel medzi meranými a teoretickými rozdielmi časov prechodu dvojice javov. Platí:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (25)$$

i je prvý jav z dvojice, j druhý a k značí seizmickú stanicu (Bouchaala et al. 2013). Výhodou metódy DD je, že môžu byť použité absolútne časy prechodu a rovnako aj relatívne časy prechodu P a S vlny, odvodené kroskoreláciou seismogramov (Waldhauser a Ellsworth 2002).

Dva susedné javy tvoriace pár sú navzájom relatívne lokalizované a s využitím rovnice č. 17 pre M párov pozorovaných na N staniaciach, získame systém lineárnych rovníc v tvare:

$$WGc = Wd \quad (26)$$

G definované ako matica parciálnych derivácií o veľkosti $N \times 4M$, d je vektor s dĺžkou N obsahujúci DD, c je vektor s dĺžkou $4M$ obsahujúci zmeny parametrov hypocentra, ktoré chceme určiť a W diagonálna matica váh (Bouchaala et al. 2013).

Metóda DD sa často používa k relokalizácii väčšieho počtu javov, požiadavka paralelnosti umožňuje aby clustery boli väčšie. Výsledkom je vysoká presnosť lokalizácie hypocentier ako aj určenie zlomových línii. Nevýhodou je citlivosť na množstvo dát a ich kvalitu.

5.5 Chyby lokalizácie

Zemetrasenia sa lokalizujú s použitím časov príchodu, ktoré obsahujú chyby, vzniknuté pri ich meraní a časy prechodu sú počítané s predpokladom, že model je známi. Toto spôsobí, že lokalizované ohniská obsahujú chybu. Lokalizácia je bežne vykonávaná použitím metódy najmenších štvorcov. Preto môže byť definovaný:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n r_i^2 / \sigma_i^2 \quad (27)$$

kde σ_i predstavuje štandardnú odchýlku i -teho rezídua a n je počet pozorovaní. Táto rovnica je zobecnením rovnice (19). Štatistická tabuľka obsahuje hodnotu χ^2 , ktorá má určitú pravdepodobnosť. V tab. 1 si možno všimnúť, že hodnota χ^2 sa približne rovná číslu udávajúcemu počet stupňov voľností ndf . Napríklad ak na lokalizáciu použijeme 24 časov prechodu, tak $ndf=20$ a je len 5% šanca, že χ^2 prekročí hodnotu 31,4 a 90% šanca, že sa nachádza medzi hodnotami 10,9 a 31,4. Veľkosť χ^2 narastá ak sa vzdľahujeme od správnej polohy ohniska. Z tejto hodnoty je ďalej možné zostrojiť chybový elipsoid, kde je 95% šanca, že ohnisko sa nachádza práve v ňom (Shearer 2009).

Ndf	χ^2 (95%)	χ^2 (50%)	χ^2 (5%)
5	1,1	4,4	11,1
10	3,9	9,3	18,3
20	10,9	19,3	31,4
50	34,8	49,3	67,5
100	77,9	99,3	124,3

Tab. 1: Percentuálne body chí-kvadrátového rozdelenia s rôznymi stupňami voľnosti (Havskov et al. 2011).

Problém môže nastať ak σ_i je výrazne menšia než rezíduum a tým pádom hodnota χ^2 značí, že výsledok by nemal byť prijatý. Naopak, ak je σ_i výrazne väčšie než rezíduum,

výsledok nemusí byť taktiež prijatý, pretože je až príliš dobrý. Aby sa predišlo tomuto problému, tak σ_i sa určí z rezíduí najlepšej lokalizácie (Havskov et al. 2011):

$$\sigma^2 = 1/ndf \sum_{i=1}^n r_i^2 \quad (28)$$

6. Spracovanie dát a metodológia

Dáta, ktoré som použila na lokalizáciu ohnisk zemetrasného roju z roku 1962 pochádzajú z ôsmich rôznych seizmických staníc v Česku a Nemecku. V Česku to boli stanice Kašperské hory (KHC) a Cheb (CHE). Z nemeckých to boli seizmické stanice Jena (JEN), Plauen (PLN), Collm (CLL), Sonneberg (SON), Klingenthal (KLI) a mobilná stanica BURU.

Moja praktická časť bakalárskej práce začala so šiestimi bulletinmi, z vyššie uvedených staníc, ktoré obsahovali dáta o zemetrasnom roji z roku 1962. Bulletiny mali rôzny formát a neobsahovali rovnaké informácie. Musela som určiť, čo jednotlivé stĺpce znamenajú a očíslovať riadky. Všetky obsahujú dátum zaznamenaného javu, ale v jednom prípade chýbala informácia o čase zemetrasenia. Ďalej obsahujú veľkosť magnituda. Problémom bolo, že údaje o príchode vln obsahovali bulletiny rôzne. Z niektorých bolo možné zistiť informácie len o S vlnách, P vlnách alebo len časový rozdiel príchodu primárnych a sekundárnych vln. Nie každý obsahuje informáciu o čase t_0 . Pôvodné dáta museli byť mierne prefiltrované a tým sa ich počet znížil o viac ako polovicu. Kritérium bola veľkosť magnituda $ML < 2,0$. Ďalším krokom bolo očíslovanie jednotlivých javov a následne ku každej fáze pripísať číslo javu. Potom bolo možné zlúčiť bulletiny do jedného súboru a prepísať ho do formátu, ktorý je ľahko čitateľný programovacím jazykom MATLAB (Obrázok 10).

1	#	1962	9	12	0	0	0.0	-1.0	-1.0	0.0	2.23	0.0	0.0	0.0	11
2	JEN	1962-09-12	17:11:35.0				11.000								
3	CLL	1962-09-12	17:11:39.00				14.000								
4	COLL	1962-09-12	17:11:39.18				14.360								
5	BURU	0000-00-00	00:00:00				1.2								
6	JEN2	1962-09-12	17:11:35.00				10.7								
7	CLL2	1962-09-12	17:11:39.30				14.6								
8	#	1962	9	13	0	0	0.0	50.2800	12.3580	0.0	2.32	0.0	0.0	0.0	12
9	JEN	1962-09-13	01:43:57.00				10.000								
10	KHC	1962-09-13	01:44:07.18				18.120								
11	CLL	1962-09-13	01:44:01.00				15.000								
12	COLL	1962-09-13	01:44:01.30				14.820								
13	BURU						1.2								
14	PLN						3.15								
15	SON	1962-09-13	01:43:56.30				10.2								
16	JEN2	1962-09-13	01:43:57.00				10.8								
17	CLL2	1962-09-13	01:44:01.50				14.7								

Obrázok 10: Ukážka finálneho dátového súboru.

Aby bola lokalizácia možná, bolo taktiež nutné dohľadať súradnice všetkých seizmických staníc. Tie sa previedli zo súradnicového systému WGS-84 do S-JTSK (Tab. 2) a zapísali sa do jedného dátového súboru.

stanica	zemepisná šírka (S-JTSK)	zemepisná dĺžka (S-JTSK)
KHC	818226.75	1139680.24
CHE	887671.39	1021986.23
JEN	926713.48	916843.74
PLN	895594.67	974895.72
CLL	822199.06	894150.18
SON	965158.10	974768.86
KLI	875681.22	990960.32
BURU	873148.29	995790.44

Tab. 2: Súradnice používaných staníc

Samotná lokalizácia prebiehala pomocou programovacieho jazyka MATLAB, ktorý je vyvíjaný spoločnosťou MathWorks. Skript mi bol poskytnutý školiteľom tejto práce a následne som ho upravovala podľa potrieb lokalizácie daného roju. Po načítaní staníc sa ako prvé určí, či zadané číslo javu v dátovom súbory existuje a ak áno, zistí sa či obsahuje informácie minimálne z dvoch seizmických staníc. Následne začne mriežkové prehľadávanie, ktoré hľadá minimum súčtu rezíduí. Rýchlosť v_p sa stanovila na 3,8 km/s a rýchlosť v_s sa vypočíta ako podiel $v_p/1,71$. Prehľadáva sa s krokom 5 km. Ďalším krokom je určenie celkovej veľkosti oblasti, vykreslenie mriežky v x, y, z. Potom začne vlastné prehľadávanie v jednotlivých riadkoch, stĺpcoch a hĺbke. Pre potreby použitia normy L2 a nájdenia minima rezíduí, čiže súradníc optimálneho ohniska, je taktiež nutné stanoviť teoretické P a S-časy. V celom skripte uvažujem homogénny model. Výsledkom sú súradnice ohniska a jeho poloha sa vykreslí do farebného vertikálneho rezu rezíduí a do farebnej mapy rezíduí, ktorá znázorňuje hĺbkový rez.

7. Výsledky

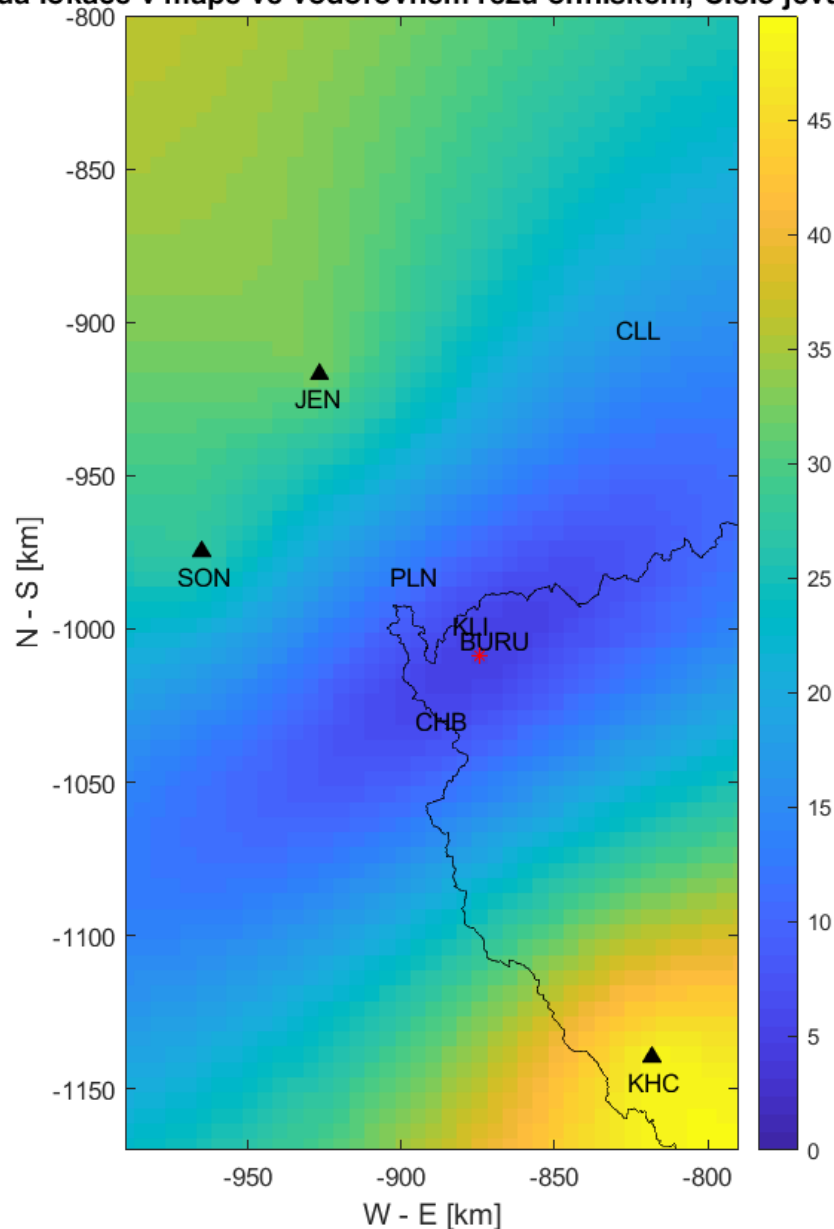
Moje výsledky pochádzajú z celkovo 14 lokalizovaných javov aj keď k dispozícii ich bolo 43. Za tak zmenšený počet môže podmienka, že lokalizácia je možná len s použitím minimálne troch staníc, ktoré obsahujú čas príchodu P vlny.

Prvým výsledkom je lokalizácia jednotlivých javov, kedy som najskôr brala do úvahy len vzdialené stanice a následne aj blízke, to znamená s-p časy. Hĺbku som ponechala voľnú. Ako príklad uvádzam jav číslo 52. Obrázok 11 predstavuje horizontálny rez rezíduí bez použitia blízkyh staníc. V porovnaní s obrázkom 13 môžem konštatovať, že použitie blízkyh staníc ovplyvní polohu ohniska ako aj reziduálnu funkciu. Ohnisko sa posunie smerom k blízkyh staniciam PLN a KLI. Posun ohniska v hĺbke avšak nie je patrný (Obrázok 12 a 14).

Výsledok skriptu, ktorý vykreslí a lokalizuje všetky ohniská jednotlivých javov bez rezíduí (Obrázok 15 a 16), ukazuje pretiahnutie v severovýchodnom smere. Lokalizácia bola prevedená bez použitia blízkyh staníc. Obrázok 17 a 18 predstavuje vykreslenie ohnisk všetkých javov, ale tentokrát s použitím blízkyh staníc. Kvôli nedostatku informácií zo staníc o časoch príchodu a celkovo nepresných časoch, ktoré boli zaznamenané maximálne v sekundách, si je možné všimnúť niekoľko ohnisk s odlišnou polohou, ktorá je vo veľkej vzdialenosti od obce Kraslice, než akým sa vyznačuje väčšinový trend polohy ohnisk, ktorý je situovaný v oblasti obce Kraslice. Tento problém by bolo možné ošetriť výberom len spoločných staníc pre všetky javy a následne použiť staničný súbor s danými spoločnými stanicami, lenže to nebolo možné, pretože len minimálny počet javov má informácie z rovnakých staníc. Pri tejto lokalizácii som hĺbku fixovala na 8 km, pretože zistenie skutočnej hĺbky ohniska sa za týchto podmienok nedá prese určiť. Ďalej si je možné všimnúť niekoľkých uletených javov v smere W-E čo je spôsobené väčším vplyvom chyby v danom smere, než v smere N-S. Pre porovnanie, z lokalizácie všetkých staníc s použitím aj blízkyh (Obrázok 17 a 18) je zjavné, že chyba v pretiahnutí zhluku je menšia.

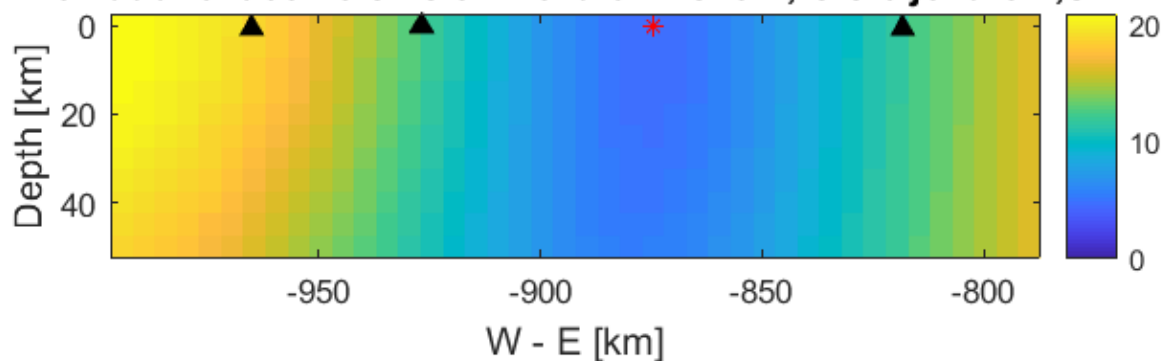
Taktiež bola odhadnutá chyba lokalizácie (Obrázok 19) s použitím všetkých staníc. Pridaním náhodnej veličiny s normálnym rozdelením, čiže chyby o veľkosti 1 sec., k meraným časom t_p a t_s , ktorá sa opakovala stokrát, sa ukázalo, že zhluk získaný týmto výpočtom je pretiahnutý v smere NE-SW. Veľkosť zhluku je väčšia než veľkosť zhluku všetkých javov, ktorý bol zlokalizovaný bez zavedenia tejto chyby. Z toho vyplýva, že chyba čítania časov je menšia než zavedená chyba 1 sekunda. Napriek tomu sa ukazuje, že dostupné dáta neumožňujú študovať tvar ohniskovej zóny.

Rezidua lokace v mape ve vodorovnem rezu ohniskem, Cislo jevu:52 ,S:1



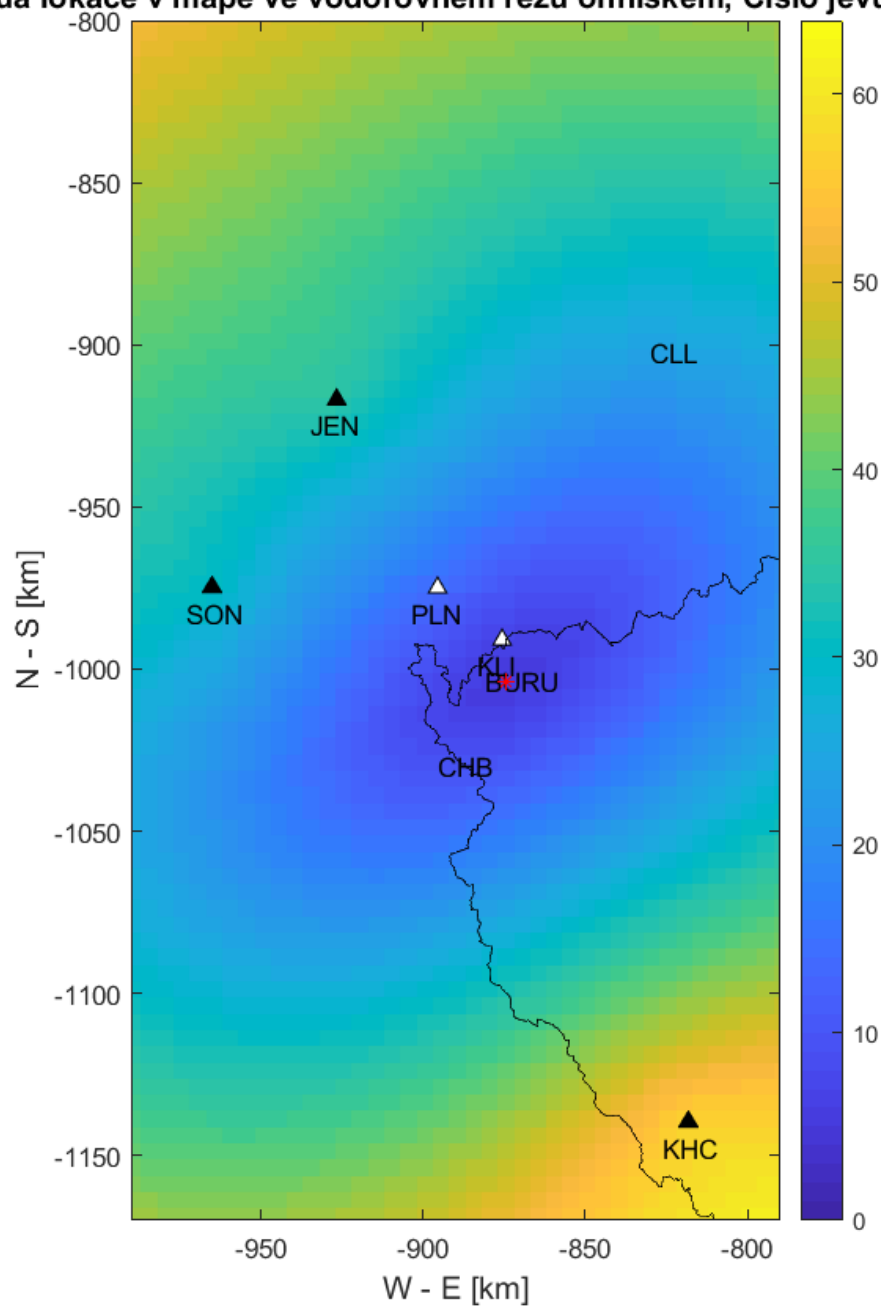
Obrázok 11: Výsledok lokalizácie javu číslo 52 bez použitia blízkych staníc. Plné trojuholníky predstavujú platné stanice poskytujúce informácie o časoch príchodu. Červenou hviezdíčkou je znázornené ohnisko.

Rezidua lokace ve svislem rezu ohniskem, Cislo jevu:52 ,S:1

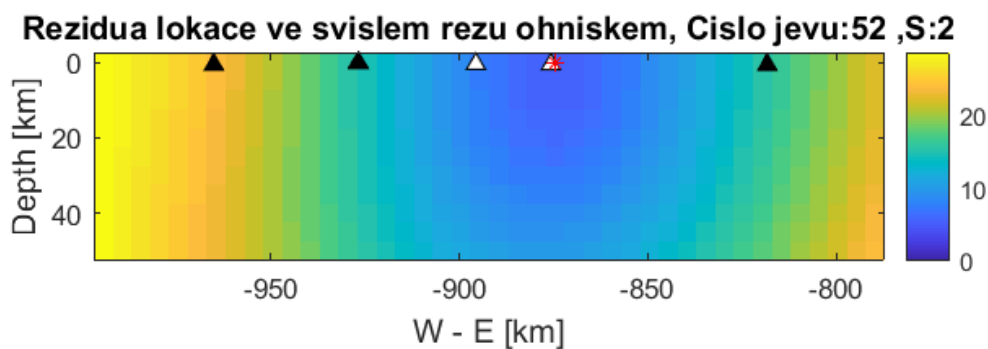


Obrázok 12: Hĺbkový rez javu 52 bez fixácie hĺbky a bez použitia blízkych staníc.

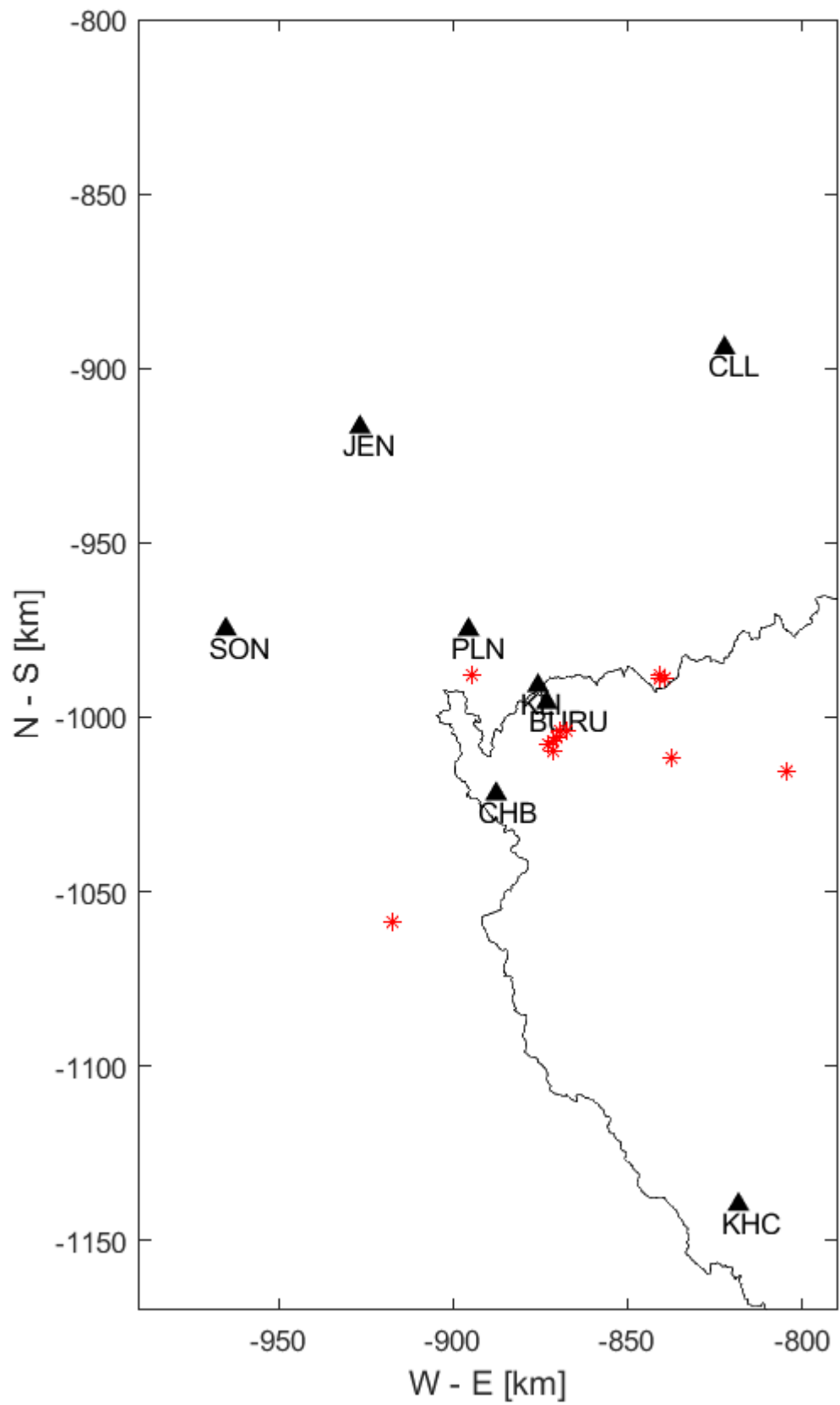
Rezidua lokace v mape ve vodorovnem rezu ohniskem, Cislo jevu:52 ,S:2



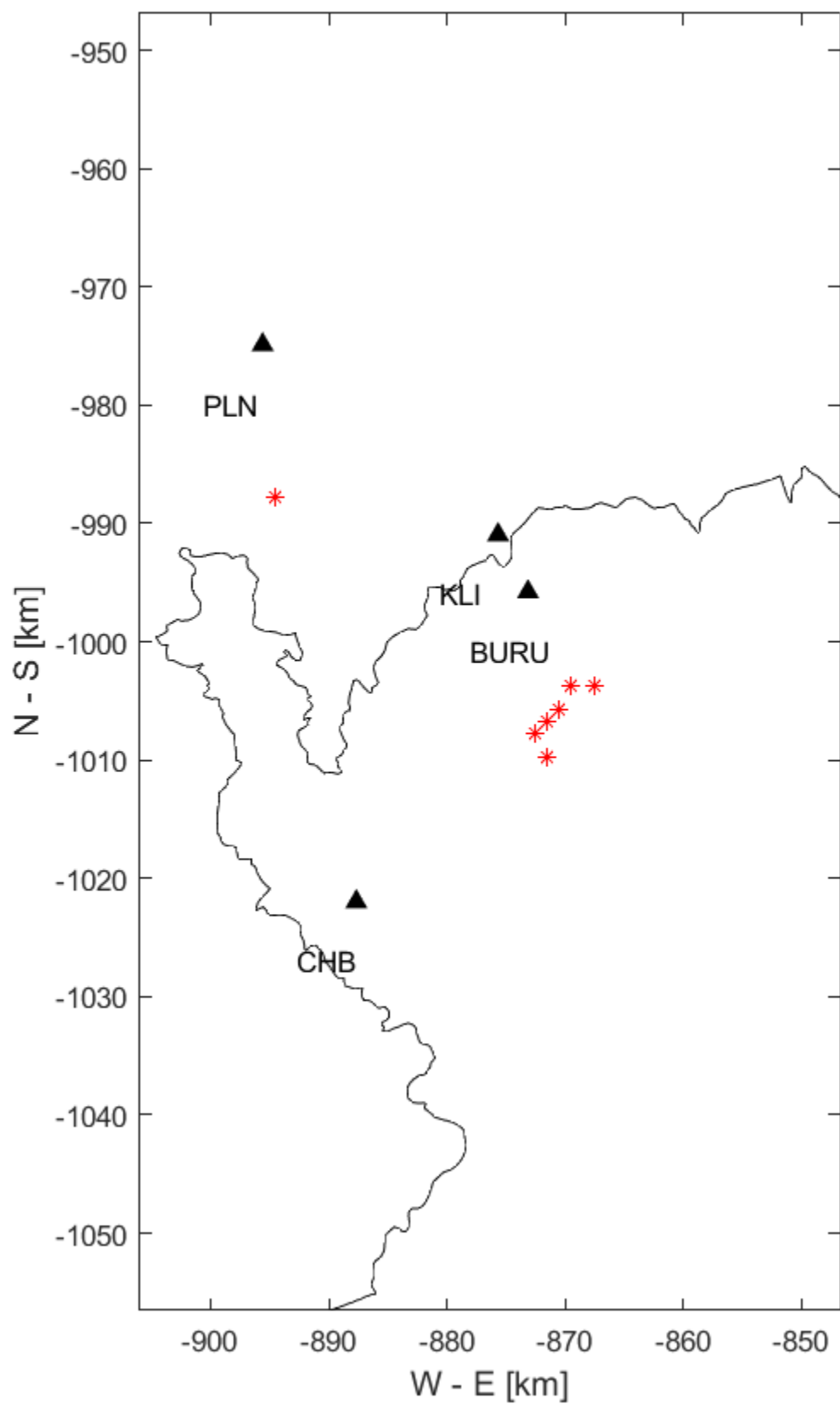
Obrázok 13: Výsledok lokalizácie javu číslo 52, tentokrát s použitím blízkych staníc, ktoré sú označené bielym trojuholníkom.



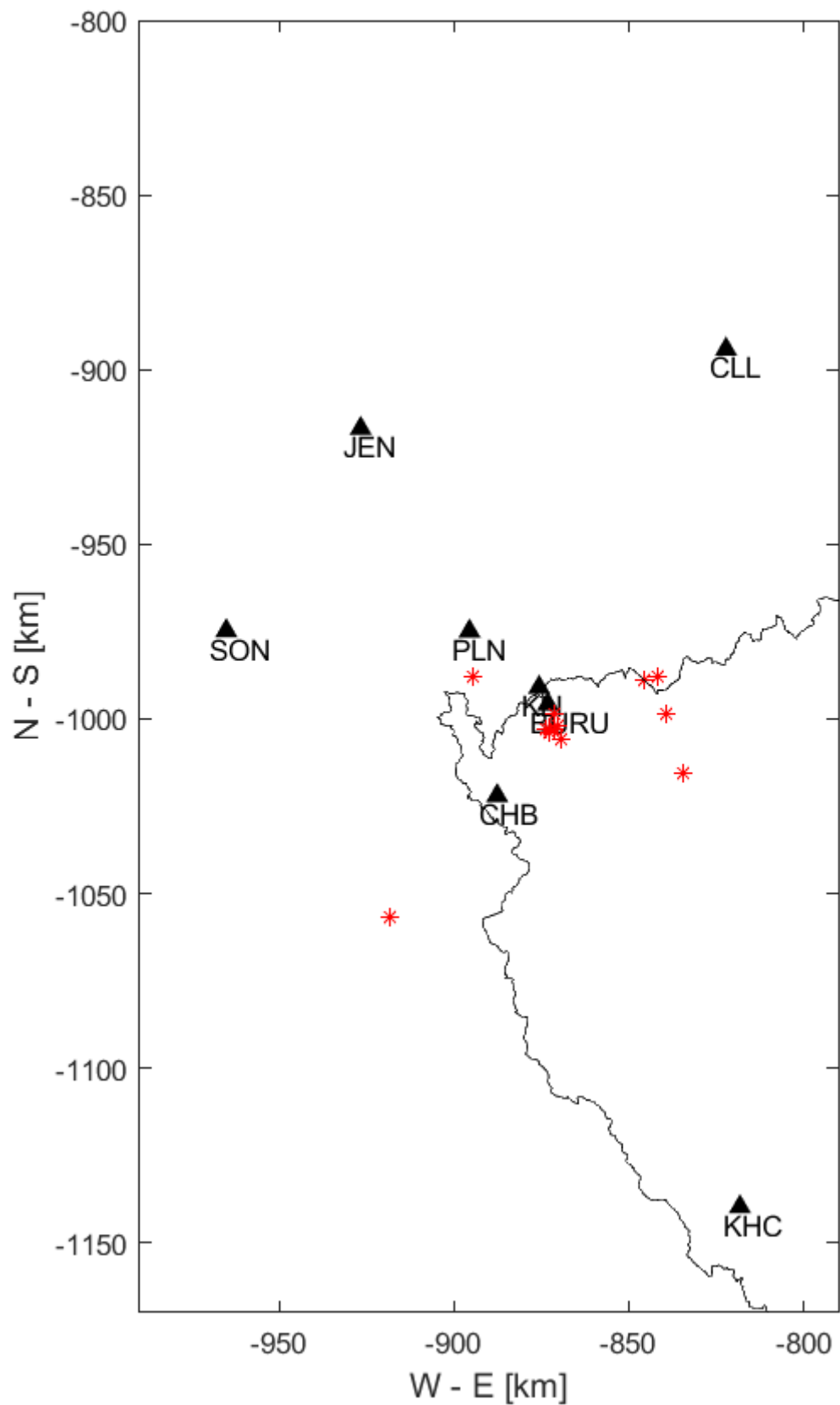
Obrázok 14: Hĺbkový rez javu 52, bez fixácie hĺbky a s použitím blízkych staníc.



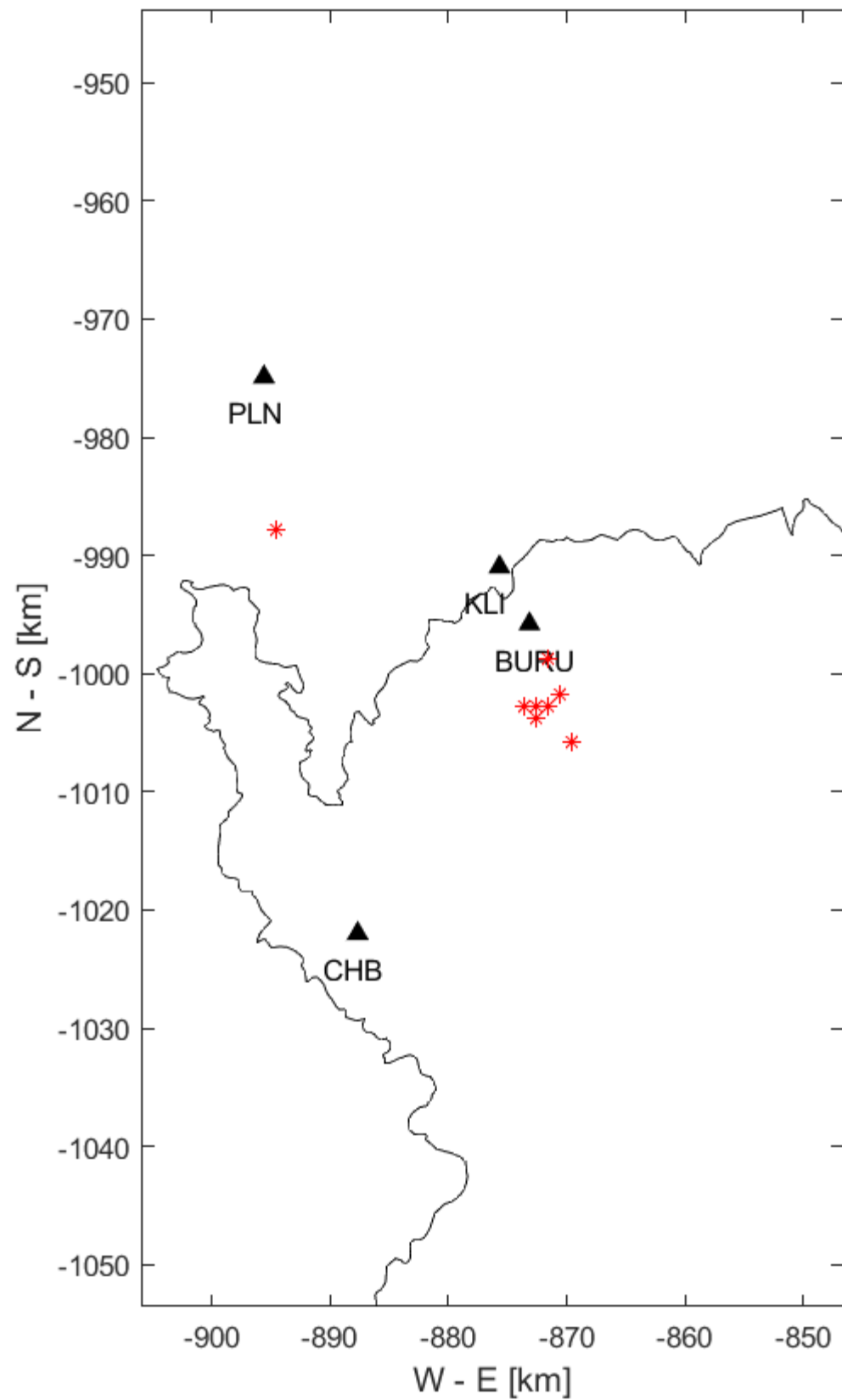
Obrázok 15: Vykreslenie ohnisk jednotlivých zaznamenaných javov s použitím všetkých dostupných staníc.



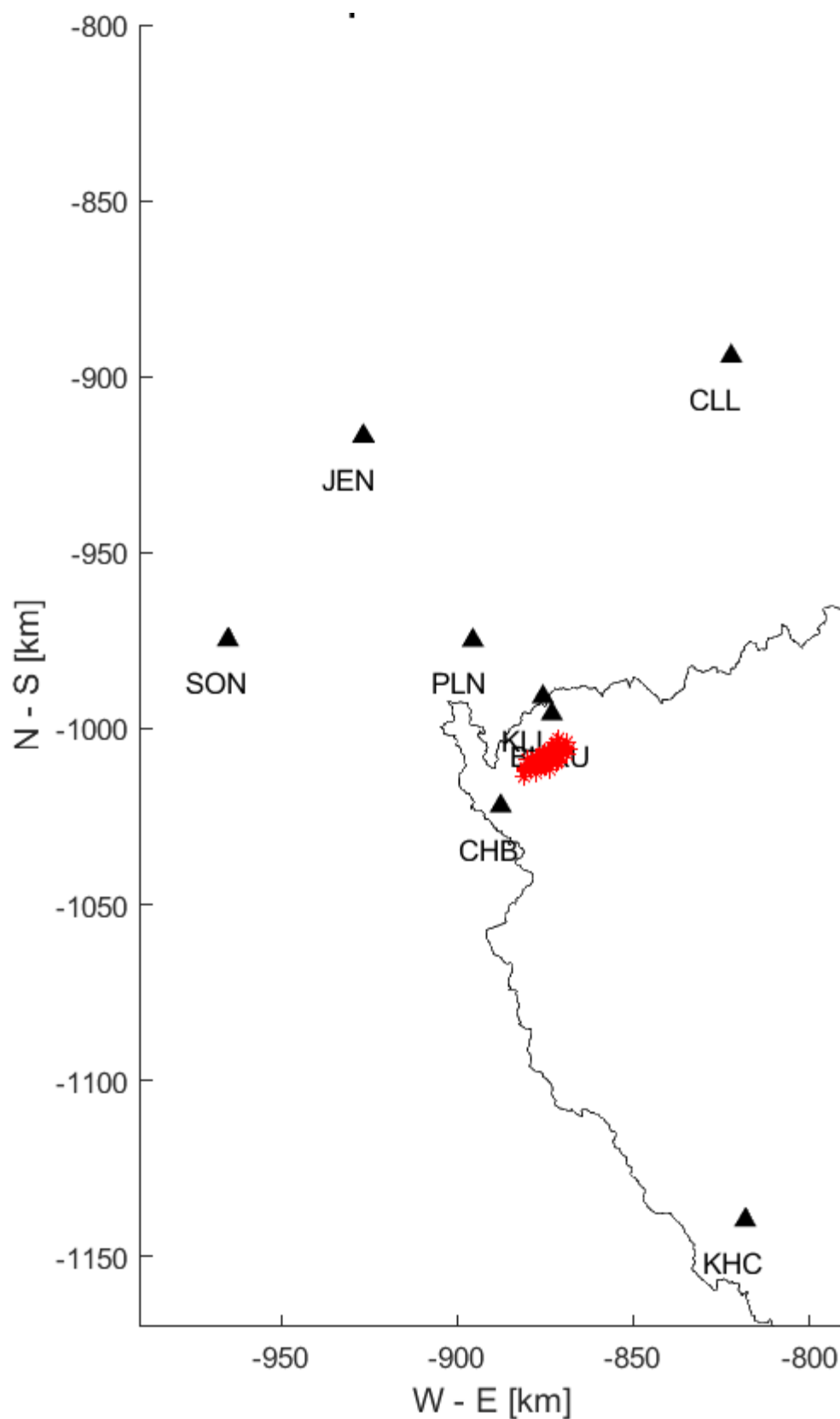
Obrázok 16: Priblížená mapa na detail Obrázku 15.



Obrázok 17: Vykreslenie ohnísk všetkých javov s použitím aj blízkyh staníc.



Obrázok 18: Približená mapa na detail Obrázku 17.



Obrázok 19: Mapa zobrazujúca opakované lokalizácie vybraného javu s pridaním náhodnej chyby v časoch príchodu o veľkosti 1 sec.

8. Diskusia a záver

Mojím cieľom v tejto bakalárskej práci bolo relokalizovať zemetrasný roj z roku 1962 v oblasti západných Čiech/Vogtland. V teoretickej časti bola popísaná geológia študovanej oblasti a zhrnutá história seizmických rojov. Tie sú ovplyvnené vulkanizmom a zlomovými štruktúrami, ktoré oblasť pretínajú. V rešeršnej časti sú popísané možnosti ako zlokalizovať ohnisko zemetrasenia. Použité môžu byť grafické metódy, početné, relatívne alebo existuje možnosť lokalizácie len z jednej stanice. Pre praktickú časť bola zvolená početná metóda mriežkového prehľadávania. Dáta zo seizmických staníc na území západných Čiech a Nemecka boli k tomuto účelu filtrované a triedené. Lokalizácia prebiehala pomocou získaného skriptu od školiteľa, ktorý bol upravený pre dané potreby.

Výsledok môžem konštatovať ako úspešný. Ukázalo sa, že dáta sú dostatočne kvalitné, aby bolo možné potvrdiť, či sa roj 1962 skutočne nachádzal v oblasti Kraslíc. Tým je taktiež potvrdená práca Kárnika (1963) a Bubena s Rudajevom (1963), ktorý určili polohu roju práve do tejto oblasti. V porovnaní s rojom 1985/86, ktorý sa nachádzal v oblasti Nového Kostela a nie Kraslic ako sa spočiatku predpokladalo, sa jeho poloha líši. Takže sa ukázalo, že na overenie polohy roja v oblasti Kraslic stačili dáta z regionálnych staníc a ďalej, že ani dáta z miestnych staníc neumožňujú určiť tvar ohniskovej zóny. Dáta z regionálnych staníc postačovali pre výsledok praktickej časti bakalárskej práce a považujem ho za nový, pretože pôvodné práce konštatujú len výsledok bez detailnejšej analýzy a neukazujú mapy lokalizácií.

Zoznam použitých zdrojov

- AKI, Keiichi a Paul G. RICHARDS, 2009. *Quantitative seismology*. 2nd ed. Sausalito: University Science Books. ISBN 978-1-891389-63-4.
- BANKWITZ, P, G SCHNEIDER, H KÄMPF a E BANKWITZ, 2003. Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). *Journal of Geodynamics* [online]. **35**(1), 5–32. ISSN 0264-3707. Dostupné z: doi:10.1016/S0264-3707(02)00051-0
- BORMANN, P., M. BAUMBACH, G. BOCK, H. GROSSER, G. L. CHOY a J. BOATWRIGHT, 2009. Seismic Sources and Source Parameters: Chapter 3. In: BORMANN, P. (ED.), *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)* [online]. Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, s. 1–94. Dostupné z: http://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP_r1_ch3
- BOUCHAALA, Fateh, Vaclav VAVRYČUK a Tomas FISCHER, 2013. Accuracy of the master-event and double-difference locations: Synthetic tests and application to seismicity in West Bohemia, Czech Republic. *Journal of Seismology* [online]. **17**. Dostupné z: doi:10.1007/s10950-013-9357-4
- CREDNER, H., 1900. Die vogtländischen Erdbebenschwärme während des Juni und des August 1900. *Berichte der Verhandlungen der Königlich Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften Leipzig, mathematisch-physikalische Klasse*, **52**, 153–177.
- FISCHER, T., J. HORÁLEK, P. HRUBCOVÁ, V. VAVRYČUK, K. BRÄUER a H. KÄMPF, 2014. Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review. *Tectonophysics* [online]. **611**, 1–27. ISSN 0040-1951. Dostupné z: doi:10.1016/j.tecto.2013.11.001
- FISCHER, Tomáš a Josef HORÁLEK, 2003. Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics* [online]. **35**(1), 125–144. ISSN 0264-3707. Dostupné z: doi:10.1016/S0264-3707(02)00058-3
- GFÚ AV ČR, 2019. Zemětřesné roje v západních Čechách po roce 2000. *Geofyzikální ústav Akademie věd ČR, v.v.i.* [online] [vid. 2019-06-16]. Dostupné z: <https://www.ig.cas.cz/vyzkum-a-vyuka/observatore/lokalni-seismicka-sit-webnet/zemetresne-roje-v-zapadnich-cechach-po-roce-2000/>
- HAVSKOV, Jens, Peter BORMANN a Johannes SCHWEITZER, 2011. *Seismic source location: Information Sheet* [online]. 2011. B.m.: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ. Dostupné z: DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_IS_11.1
- CHÁB, Jan, ed., 2008. *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. Vyd. 1. Praha: Česká geologická služba. ISBN 978-80-7075-703-1.
- CHLUPÁČ, Ivo, ed., 2011. *Geologická minulost České republiky*. Vyd. 2., opr. Praha: Academia. Neživá příroda. ISBN 978-80-200-1961-5.
- J. RUFF, L, 2001. How to Locate Epicenters. *Seismological Research Letters* [online]. **72**, 197–197. Dostupné z: doi:10.1785/gssrl.72.2.197

KNETT, Josef, 1899. III. Originalmittheilungen - Das erzgebirgische Schwarmbeben zu Hartenberg vom 1. Jänner bis 5. Feber 1824. *Lotos - Zeitschrift fuer Naturwissenschaften*. (47), 167–199.

LAY, T. a T.C. WALLACE, 1995. *Modern Global Seismology* [online]. B.m.: Academic Press. International geophysics series. ISBN 978-0-12-732870-6. Dostupné z: <https://books.google.cz/books?id=3HRengEACAAJ>

LEYDECKER, Günter, 2011. *Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008 : mit 5 Tabellen, 9 Anhängen und 1 CD*. Hannover: Schweizerbart. Geologisches Jahrbuch. ISBN 978-3-510-95989-1.

MITTAG, Reinhard, 2000. Statistical Investigations of Earthquake Swarms within the Vogtland/NW-Bohemian Area. *Studia Geophysica et Geodaetica* [online]. **44**, 465–474. Dostupné z: doi:10.1023/A:1021807532611

MRLINA, J., H. KÄMPF, C. KRONER, J. MINGRAM, M. STEBICH, A. BRAUER, W. H. GEISLER, J. KALLMEYER, H. MATTHES a M. SEIDL, 2009. Discovery of the first Quaternary maar in the Bohemian Massif, Central Europe, based on combined geophysical and geological surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* [online]. **182**(1), 97–112. ISSN 0377-0273. Dostupné z: doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.027

NEUNHÖFER, H. a T. MEIER, 2004. Seismicity in the Vogtland/Western Bohemia Earthquake Region Between 1962 and 1998. *Studia Geophysica et Geodaetica* [online]. **48**(3), 539–562. ISSN 1573-1626. Dostupné z: doi:10.1023/B:SGEG.0000037471.18297.07

NEUNHÖFER, Horst, 1998. *Das Bulletin der lokalen Erdbeben im Vogtland 1962 - 1997 (Bulletin of the Vogtland/Western Bohemia earthquakes)*. 1998. B.m.: Mitteilungen Deutsche Geophysikalische Gesellschaft.

NEUNHÖFER, Horst a Alexander HEMMANN, 2005. Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude–frequency distribution as an indication of the genesis of swarms? *Journal of Geodynamics* [online]. **39**(4), 361–385. ISSN 0264-3707. Dostupné z: doi:10.1016/j.jog.2005.01.004

NOVOTNÝ, Oldřich, 1996. A preliminary seismic model for the region of the west-Bohemian earthquake swarms. *Studia Geophysica et Geodaetica* [online]. **40**, 353–366. ISSN 0039-3169. Dostupné z: doi:10.1007/BF02300764

PUJOL, Jose, 2004. Earthquake Location Tutorial: Graphical Approach and Approximate Epicentral Location Techniques. *Seismological Research Letters* [online]. **75**(1), 63–74. ISSN 0895-0695. Dostupné z: doi:10.1785/gssrl.75.1.63

SHEARER, Peter M., 1997. Improving local earthquake locations using the L1 norm and waveform cross correlation: Application to the Whittier Narrows, California, aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* [online]. **102**(B4), 8269–8283. ISSN 2156-2202. Dostupné z: doi:10.1029/96JB03228

SHEARER, Peter M., 2009. *Introduction to seismology*. 2nd ed. Cambridge ; New York, N.Y.: Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-70842-5.

SCHENK, Vladimír, Vít KÁRNÍK, Zdeňka SCHENKOVÁ a A. ZÁTOPEK, 1982. Seismotectonic scheme of Central and Eastern Europe. *Studia Geophysica et Geodaetica* [online]. **26**(2), 132–144. ISSN 1573-1626. Dostupné z: doi:10.1007/BF01582306

WADATI, K. a S. OKI, 1933. On the Travel Time of Earthquake Waves. (Part II). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* [online]. **11**(1), 14–28. Dostupné z: doi:10.2151/jmsj1923.11.1_14

WALDHAUSER, Felix a William L. ELLSWORTH, 2002. Fault structure and mechanics of the Hayward Fault, California, from double-difference earthquake locations. *Journal of Geophysical Research* [online]. **107**. Dostupné z: doi:10.1029/2000JB000084

WALTER, W. R., K. MAYEDA, R. GOK a A. HOFSTETTER, 2006. The Scaling of Seismic Energy With Moment: Simple Models Compared With Observations. *American Geophysical Union Monograph 170, N/A, N/A, December 31, 2006, pp. 25-41* [online]. **170** [vid. 2019-06-16]. Dostupné z: doi:10.1029/170GM05

Zoznam použitých obrázkov

Obrázok 1: Zjednodušený náčrt tektonických jednotiek Českého masívu (ČM) (upravené podľa Babuška a Plomerová 2013) s hlavnými seizmickými líniami (červené čiary) v oblasti západných Čiech/Vogtland (Fischer et al. 2014).	4
Obrázok 2: Zobrazenie hypocentra zemetrasného roju z roku 1824 v oblasti západných Čiech/Vogtland (Knett 1899).	9
Obrázok 3: Zaznamenané zemetrasenia v rokoch 800 až 1994 (Leydecker 2011).	10
Obrázok 4: Postup určenia azimutu k zdroju zaznamenatej P vlny (Lay a Wallace 1995).	12
Obrázok 5: Príklad a znázornenie prvého príchodu P vlny zaznamenaného na troch komponentách, z ktorého je možné určiť azimut a back-azimut (Havskov et al. 2011).	13
Obrázok 6: Znázornenie lokalizácie pomocou kružnicovej metódy. S1, S2 a S3 sú seizmické stanice a epicentrum sa nachádza v šedej oblasti (Havskov et al. 2011).	14
Obrázok 7: Príklad Wadatiho diagramu z ktorého je možné určiť čas t_0 .	15
Obrázok 8: Príklad metódy hyperbol. Keďže sa používa k lokalizácii päť seizmických staníc, tak počet vykreslených hyperbol je desať (Pujol 2004).	16
Obrázok 9: Elipsa zobrazujúca hodnoty e rastúce zo stredu, ktorý predstavuje hľadané minimum (Shearer 2009).	18
Obrázok 10: Ukážka finálneho dátového súboru.	22
Obrázok 11: Výsledok lokalizácie javu číslo 52 bez použitia blízkych staníc. Plné trojuholníky predstavujú platné stanice poskytujúce informácie o časoch príchodu. Červenou hviezdikou je znázornené ohnisko.	25
Obrázok 12: Hĺbkový rez javu 52 bez fixácie hĺbky a bez použitia blízkych staníc.	25
Obrázok 13: Výsledok lokalizácie javu číslo 52, tentokrát s použitím blízkych staníc, ktoré sú označené bielym trojuholníkom.	26
Obrázok 14: Hĺbkový rez javu 52, bez fixácie hĺbky a s použitím blízkych staníc.	26
Obrázok 15: Vykreslenie ohnísk jednotlivých zaznamenaných javov s použitím všetkých dostupných staníc.	27
Obrázok 16: Priblížená mapa na detail Obrázku 15.	28
Obrázok 17: Vykreslenie ohnísk všetkých javov s použitím aj blízkych staníc.	29
Obrázok 18: Priblížená mapa na detail Obrázku 17.	30
Obrázok 19: Mapa zobrazujúca opakovane lokalizácie vybraného javu s pridaním náhodnej chyby v časoch príchodu o veľkosti 1 sec.	31